火 山

第 2 集

第 6 巻　第 1 号

昭和 36 年 6 月

論　説

日本火山学会

（東京大学地震研究所内）

日本火山学会会則

1. 本会は日本火山学会と称する.
2. 本会は火山学及びこれに関連する学問の進歩のため随時次の事業を行なう.
   - イ) 研究発表及び討論会の開催.
   - ロ) 会誌 "火山" の発行.
   - ハ) その他.
3. 本会に次の役員をおく.

   委員長　1 名

   委　員　30 名以内（委員長を含む）

   幹　事　若干名

   委員は会員の互選により，委員長は委員の互選により選出され，幹事は委員長が委嘱する.

   役員の任期は 2 年とし，隔年 3 月に改選する. 再選をさまたげない.
4. 委員長は本会を代表し，委員は会の運営に当る. 幹事は会の事務を分担する.
5. 総会は委員長が召集し，少なくとも年 1 回開催する. 総会の成立は普通会員 1/8 以上の出席を要する.
6. 会員は名誉会員，普通会員および賛助会員とし，会費は普通会員は年 500 円，賛助会員は年 1 口 5000 円以上とする.

附　則

1. 本会の事務所は東京大学地震研究所内におく.
2. 委員の選挙は普通会員による 30 名連記の通信選挙により，地球物理関係，地質関係，地球化学関係の各部門間に適正に配分されるように考慮して行なわれる.
3. 会計年度は 4 月 1 日に始つて 3 月末日に終る.
4. 会則の変更は総会の議決による.

お　願　い

1. 昭和 33 年 5 月の総会で承認されました会員再登録を実施しておりますが，本会に関心を持たれる会員でまだ再登録カード未提出の方は事務所宛お送り下さい.

   再登録されない方は会員の事務的取扱いを停止されますから至急手続をお取り下さい.
2. 寄稿論文の図版が不完全の方が多いのですが，そのまま印刷できるようにしてお出し下さい.

第2集 第6巻　火　山　第1号

昭和 36 年 6 月

論　説

妙高火山の Pyroclastic flow

金沢大学理学部地質学教室　山　崎　正　男
中　西　信　弘
山　崎　哲　夫

(昭和 35 年 10 月 26 日発表, 昭和 36 年1月 24 日受理)

Pyroclastic flow deposits of Myōkō Volcano in central Honshū, Japan

Masao YAMASAKI, Nobuhiro NAKANISHI and Tetsuo YAMAZAKI
(Geological Institute, Kanazawa University)

The history of activity of Myōkō, an extinct double volcano in central Honshū, Japan, may be divided into the following three stages:

1a Formation of a stratovolcano.
1b Formation of an explosion caldera accompanied by descent of a voluminous mud flow.

——erosion interval, enlargement of the caldera——

2 Eruption of Tsubame andesite lava and pyroclastics, and formation of a flat cone within the caldera.

——erosion interval——

3 Eruption of central dome lava and pyroclastic flows.

The last stage of activity was caused by a hypersthene-hornblende andesite magma. As in the case of Mt. Pelée, the protrusion of the central dome lava was accompanied by the eruption of pyroclastic flows, and the activity seems to have continued for months or years. All pyroclastic flows, except one, which flowed down southward over the caldera rim, advanced eastward through the canyon of the Ōtagiri river, that cuts the eastern caldera wall, and spread over the eastern foot. The total volume of the pyroclastic flow deposits, except the southern one, whose distribution is not certain, is estimated to be 0.6~0.7 km³.

The pyroclastic flow deposits consist of ashy matrix and angular compact blocks variable in size. Accidental blocks are rare in the deposits. Most of the blocks, matrix material and the dome lava are petrographically similar to one another. Scattered orientations of magnetic dipoles measured from these blocks suggest temperatures of the blocks at the time of deposition were lower than the Curie points of ferromagnetic minerals in the blocks.

The writers consider that these blocks were not fragments of the magma generating the pyroclastic flow, but fragments of the dome lava which had been cooled down to temperatures below the Curie points before the pyroclastic flow erupted. The dome lava may represent volatile-poor portions of magma, and the pyroclastic flows volatile-rich portions.

§ 1. 緒　　言

妙高火山は新潟県西南部にあり，有史時代に噴火の記録を持たない．この火山については山崎直方[1]が調査し，その後久野久（未発表），荒牧重雄[2][3]，村井勇[4]等によつて部分的な調査が行なわれた．とくに荒牧と村井は，この火山の pyroclastic flow の調査を行ない，荒牧はそれが彼の pyroclastic flow の分類上，中間型に属することを指摘し，村井は特にその堆積物の粒度分析を行なつた．

筆者等もこの pyroclastic flow に重点を置いて調査を行ない，妙高火山発達史と，その中での pyroclastic flow 噴出の時期，その堆積物の性質等についていくつかの結果を得たので以下に報告する．

この研究は岩漿の生成，上昇，噴出に至る諸現象の綜合研究の一環として行なわれたもので，1960 年 10 月の火山学会において報告された内容に，その際の討論等に基いて補足を加えたものが本稿の内容である．この研究に際し山崎正男，山崎哲夫は野外と室内作業を，中西は化学分析を担当した．野外調査に当つて，新潟大学歌代勤助教授，新井高校林等教諭，東京教育大学学生鈴木二郎氏の諸氏の御援助を受けた．福井大学笹嶋貞雄助教授には岩石磁性の測定について御援助をいただいた．また東京大学久野久教授は未発表の原稿の一部を引用することを許された．ここにこれらの方々の御厚意に厚く感謝する．この研究の費用の一部は文部省科学研究費を使用した．

§ 2. 妙高火山発達史の概要

妙高火山は形体上二重式火山で，中央円頂丘妙高山 (2446 m) は，神奈山 (1909 m)，大倉山 (2172 m), 赤倉山 (2141 m) 等を連ねる外輪山によつて囲まれたカルデラ状凹地 (直径約 3 km) のほぼ中央に位置する．外輪山の東部は，北側の大田切川と南側の白田切川との 2 つの火口瀬によつて切られ，それらにはさまれた部分の外輪山は前山 (1935 m) とよばれている．この火山の東側には広くゆるやかな裾野がひろがつているが，その他の方向では裾野の発達は殆んどなく，特に西方では，大倉山から火打山 (2462 m) へと山稜が連つている．東方の裾野は山体中央から東へ約 10 km で，南北に走る，基盤からなる山地に達している．

妙高火山は，第 3 紀層からなる起伏に富んだ基盤上に噴出し，その後の成長の過程は次のよ

うな段階に分けることができる.

1a 先カルデラ成層火山体の形成

1b 爆発カルデラの形成と泥流の発生

——侵蝕期 カルデラの拡大——

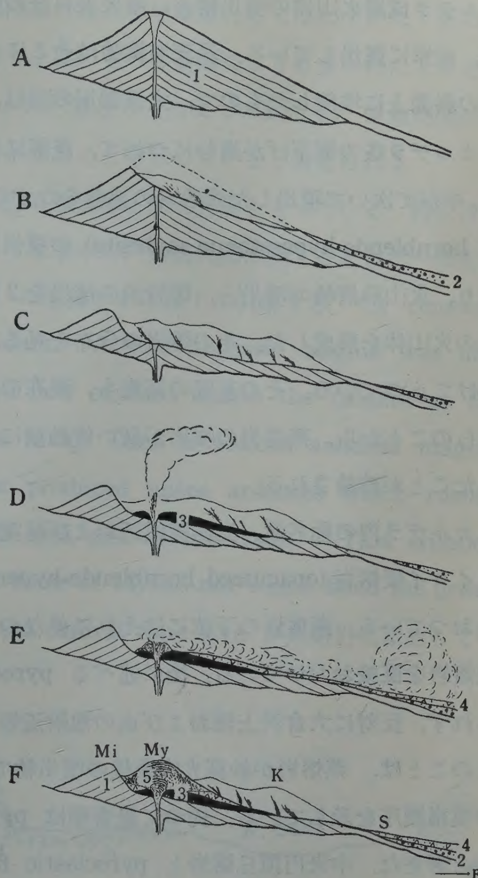
2 燕熔岩の噴出

——侵蝕期——

3 Pyroclastic flow の流出と中央円頂丘の形成

第1図にこの発達史を模式的に示す.

妙高火山の周囲には，そのカルデラが，Krakatau 型の陥没カルデラであることを示すような pyroclastic flow の堆積物もなく，またカルデラ底に露出する先カルデラ熔岩層は，断層により変位した形跡もない．他方妙高火山の東側裾野には泥流堆積物が広く分布し，その厚さ，分布範囲，従つてその量は，後に述べるこの火山末期に噴出した pyroclastic flow のそれに比しはるかに大である．筆者等はこの泥流の発生とカルデラの形成と関係があると考えた．おそらく先カルデラ成層火山体の形成後，例えば 1888 年の磐梯山の爆発のごとき活動があつて，山頂部が崩壊し，山体の中央部に東方に開いた馬蹄型の爆発カルデラができたものと思われる．その際発生した泥流は主として東方へ流下し裾野に広く堆積した．その堆積物は現在北は二本木北方まで追跡される.



第1図 妙高火山発達史 山体中央部を大田切火口瀬を通りほぼ東西に切る断面図によつて示す.

A．先カルデラ成層火山体 1 の形成

B．爆発カルデラの形成，泥流堆積物 2 の堆積

C．侵蝕によるカルデラの拡大

D．燕熔岩 3 の噴出

E．中央円頂丘熔岩 5 と Pyroclastic flow の流出堆積 4

F．現在の妙高火山の断面

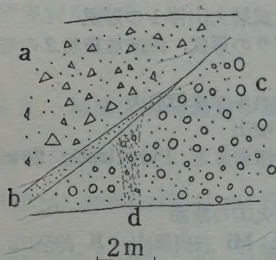
My 妙高山，Mi 三田原山，K 神奈山，S 関温泉

この馬蹄型カルデラは，その後の侵蝕期にその開口部に火口瀬の下刻が進み，そこを通してカルデラ内部の侵蝕が行なわれたと考えられる．その結果，カルデラは拡大し，その底部は次第に掘下げられ，同時にはじめ西部が高かつたであろうカルデラ壁も，次第に等しい高さを持つように変形したのであろう．現在大田切川が火口瀬をなして外輪山を切る峡谷内には，先

カルデラ成層火山体の噴出物と，中央火口丘の噴出物である pyroclastic flow の堆積物のみが，両岸に露出している．泥流堆積物はそこには存在しない．すなわちこれは先カルデラ火山錐の斜面上に堆積したもので，大田切川の谷は，その後に形成されたものである．

カルデラ底の掘下げが進むにつれて，底部に厚いヨイヨイ坂熔岩層が露出し，侵蝕に抵抗して，やがて次いで噴出した燕熔岩の基盤をなすことになつた．燕熔岩 (olivine-augite-opacitized hornblende-hypersthene andesite) の噴出は，このように拡大されたカルデラ内部ではじまり，火山砕屑物の噴出と，熔岩流の流出を2回繰り返えし，カルデラ内に傾斜のゆるい，楯形の火山体を形成した．その熔岩の分布を見ると，熔岩流の東の端が大田切火口瀬に流れ込みかけて止つている．その基底の高度も，現在の火口瀬底の高度に比較して著しく違わない．これらのことから，燕熔岩の噴出が長い侵蝕期にカルデラが拡大され，掘下げられた後に行なわれたことが結論される．

カルデラ内の称名滝，光明滝附近および総滝附近において，先カルデラ噴出物の一つであるヨイヨイ坂熔岩 (opacitized hornblende-hypersthene-olivine-augite andesite) を燕噴出物がおおつている．燕熔岩の下位にはそれに伴なつて噴出した凝灰角礫岩があり，それがヨイヨイ坂熔岩を直接おおつている．後に述べる pyroclastic flow の堆積物は燕熔岩の下位には認められず，反対に大倉沢上流および血の池附近等で，燕熔岩をおおつていることが認められた．このことは，燕熔岩が妙高火山最後の噴出物であるとした山崎直方[1]，村井[4]の考えとは反対の噴出順序を示している．従つて筆者等は pyroclastic flow は燕熔岩の流出後に噴出したものと考えた．中央円頂丘熔岩と pyroclastic flow 堆積物とは岩質がほとんど一致し，燕熔岩下位の凝灰角礫岩中には，そのような岩質の角礫は見出されない．燕熔岩と中央円頂丘との関係を野外で直接確めることはできなかつたが，筆者等は上述の事実や地形その他を考慮して，燕熔岩は，中央円頂丘および pyroclastic flow より以前に噴出したものと結論した．



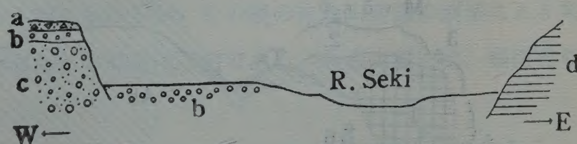
第2図　大田切川，関温泉対岸の露頭スケッチ
a．Pyroclastic flow 堆積物
b．降下火山灰層
c．泥流堆積物
d．温泉作用により変質をうけた部分

関温泉北側のスキー場の尾根の外輪山斜面には，下部に泥流堆積物が露出し，それをおおつて厚さ約 6 m の火山灰，火山礫等の降下堆積物層があり，最上部には薄く pyroclastic flow 堆積物が載つている．この降下堆積物はおそらく燕熔岩の噴出時に抛出され，堆積したものと思われる．しかるに大田切川の関温泉対岸の崖の上部では，泥流堆積層の侵蝕面上に，pyroclastic flow

堆積物が載り，その間にはさまれる燕熔岩と同時期の抛出物堆積層としてはわずかに下部の火山灰層の薄い層が存在するのみである．すなわち上部のものは侵蝕により取去られたと考えられる（第2図）．このことから燕熔岩噴出後，中央円頂丘の噴出までの間にも，侵蝕期間があり，とくに大田切川流域附近は侵蝕作用が著しかつたことを示していると考えられる．

上に述べた燕熔岩の噴出時期に関しては，久野も筆者等と同じ見解をもつている．特に同教授の許しを得て，同教授が未発表の資料に基いて執筆中の，妙高火山に関する記載の一部を，Catalogue of active volcanoes of Japan の原稿中から以下に引用する．“A renewed volcanic activity took place within the caldera. A fluid andesite magma was first extruded which formed a thin compact lava now exposed within the caldera at Sō-daki and to the south. (Older central cone lava) Then a viscous andesite magma rose up through the central vent. It first produced nuèes ardentes which rushed through the canyon and spread over a wide area east of the cone.——This eruption was followed by the protrusion of the lava dome of Myōkō-zan which filled the greater part of the caldera.” ここで久野のいう old central cone lava が燕熔岩に相当している．

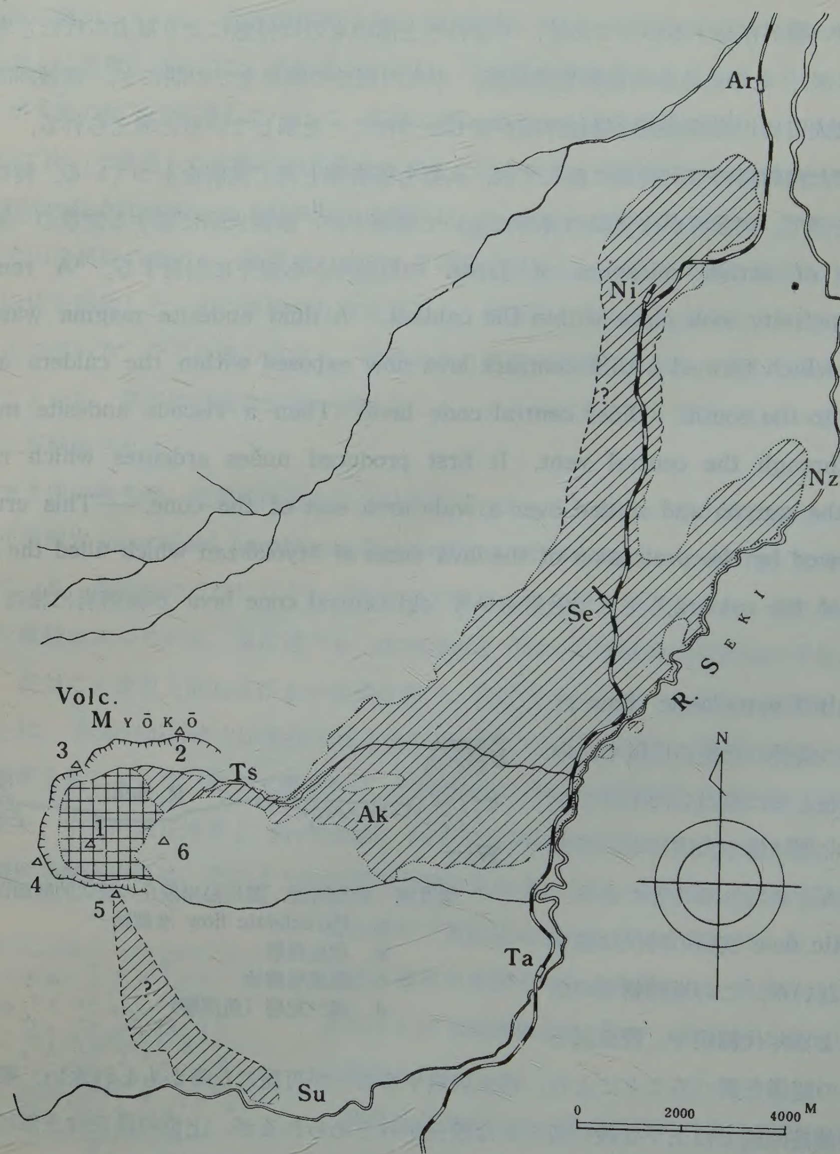
妙高火山の pyroclastic flow はこの火山の成長の最後の段階で，中央円頂丘とともに噴出したもので，このような例は他の火山においてもしばしばみとめられることである．Pyroclastic flow 流出の時代は現在明らかでないが，この堆積物中の天然木炭による年代測定や，段丘面と堆積物との関係を調べることにより，将来決定することが可能になるかもしれない．東麓の関川沿岸の楡島附近では上下2段の明らかな段丘がみとめられるが，上位の段丘は上部に pyroclastic flow の堆積物が載り，その下に段丘礫層，さらにその下は泥流堆積物からなつている．下位の段丘面上には，pyroclastic flow 堆積物は存在せず，礫層が載つている（第3図）．



第3図　楡島附近，関川沿岸段丘の模式的断面図
a．Pyroclastic flow 堆積物
b．段丘礫層
c．泥流堆積物
d．第三紀層（魚沼層）

§ 3. Pyroclastic flow 堆積物の産状

筆者等が調査した pyroclastic flow の分布範囲を第4図に示す．この pyroclastic flow はカルデラ中央に開いた火口から流出し，カルデラ内部では燕熔岩をおおい，さらにその大部分

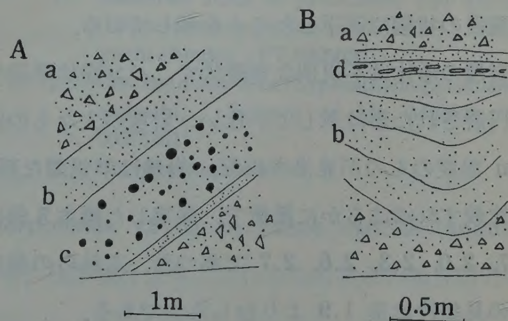


第4図　妙高火山 Pyroclastic flow 分布図
Pyroclastic flow 堆積物，斜線　　中央円頂丘熔岩，たてよこ縞
1　妙高山　　2　神奈山　　3　大倉山　　4　三田原山
5　赤倉山　　6　前山　(2～6　外輪山，1　中央円頂丘)
Ak　赤倉，Ar　新井，Ni　二本木，Nz　楡島，Se　関山，Su　杉野沢
Ta　田口，Ts　燕

は大田切川峡谷を通つて東方へ流下した．山麓部では，関温泉附近をかなめとして扇状に拡がり，主として泥流堆積物からなる斜面をおおつた．燕温泉附近では現在大田切峡谷は pyroclastic flow 堆積物とその下位の外輪山噴出物を切つて流れている．関温泉附近から下流では，pyroclastic flow と，所によりその下位の泥流堆積物が大田切川により切られている．東麓に流下した pyroclastic flow の一部はさらに北方の二本木方面へ進み，一部は関川に沿つて東北方へ進んだ．前者の堆積物は台地状をなし，二本木北方で新井の沖積平野に臨んでおり，二本木，新井間で国道がこの台地を降る所に良好な露出がみられる．後者の流れの末端は，すでに述べた如く楡島附近で段丘上に数 m の厚さで載つているのが認められる．二本木南方では，pyroclastic flow 堆積物（厚さ約 20 m）が泥流堆積物上に載り，さらに別の泥流堆積物が pyroclastic flow 堆積物をおおつているのが見られる．この上位の泥流堆積物は，妙高火山の噴火活動終了後に，外輪山外側斜面におこつた崩壊によつて形成されたものと思われる．この上位の泥流堆積物のために，pyroclastic flow の分布範囲を正確に求めることが困難な場合がある．

このpyroclastic flow の堆積物は新赤倉附近から南には存在せず，田口附近は泥流堆積物のみが厚く分布している．しかるに東南麓の杉野沢附近とその西方三本木附近に，pyroclastic flow の堆積物が小規模に露出している．おそらくこれは上述の主流をなすものとは別に，外輪山南壁を越して東南方へ流下した流れと考えられるが，その後の赤倉山南面の崩壊により発生した泥流堆積物におおわれていて，分布などの詳細は不明である．妙高山麓には，堆積時期を異にする新旧の泥流堆積物があることは注意すべきことである．

Pyroclastic flow 堆積物の量は，厚さの推定が困難なため誤差が大きい．村井[4]は平均の厚さを 50 m としているが，これは過大に見積られているように思われる．筆者等は，分布面積を 32 km^2，流れの中心附近の厚さ 20 m，その他の所を 10 m として計算し，容積 0.6～0.7 km^3 という結果を得た．これには杉野沢方向に流れた分は含まれていない．すべてを含めてもその量は 1 km^3 を越さないであろう．しかしこれだけの



第6図　燕温泉，関見トンネル間露頭スケッチ
A　a　Pyroclastic flow 堆積物
　　b　降下火山灰層
　　c　火山円礫層
B　a　Pyroclastic flow 堆積物
　　b　降下火山灰層
　　c　降下火山礫火山灰層

量が一回の噴火で流出したものでないことは注意を要する．

燕温泉から赤倉に至る自動車道の，燕温泉と関見トンネル間には，pyroclastic flow 堆積物の良好な露出がみられる．第5図はその二ヵ所の露頭のスケッチで，pyroclastic flow 堆積物の間に降下火山灰，降下火山礫等の層がはさまつている模様を示している．これらの降下堆積物層は数層あり，pyroclastic flow が数回に分れて，間けつ的に噴出，堆積したことを示している．特に第5図Bにみられるように，下位の pyroclastic flow の堆積後，その表面に一時的な侵蝕作用で小溝ができ，上位の pyroclastic flow の流出前に降下火山灰層が堆積して，この溝を埋めたと解釈される場合もある．このように，pyroclastic flow の流出は，降下火山砕屑物の噴出と交互に間けつ的に行なわれ，後者はとくに pyroclastic flow の流出の前に盛んになつたと考えられる．Pyroclastic flow の流出量は毎回平均 0.1～0.3 km^3 程度であつたろう．

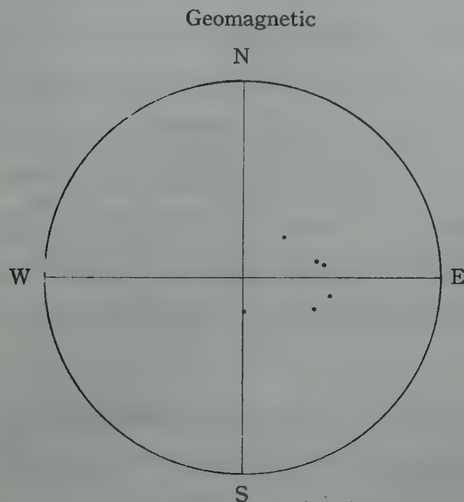
§ 4. 堆積物の性質

Pyroclastic flow の堆積物は灰白色，時に淡紅色または淡褐色の，火山灰，火山砂等から成る細粒 matrix と，その中に散在する大小種々の岩塊とからなる，著しく sorting の悪い堆積物である．大きな露頭では，岩塊の量を異にする部分が上下数層になつている場合があるが，これは上述のようにそれぞれが噴出時期を異にしているものかもしれない．Matrix の膠結状態は良好でなく，熔結作用は全く行なわれていない．Matrix も岩塊も同質の岩種の物質からなり，異質の外来岩片はほとんど含まれていない．時に炭化木片が存在することは，これが高温の状態で流下したことを示している．

岩塊の形体は不規則な角礫状で，パン殼状構造や，軽石流堆積物中の軽石塊にみられるような円磨された形は示していない．岩塊の大なものはさしわたし 2 m に達し，二本木附近でも 1 m 程度のものが見出された．岩塊は不規則な形の，微細な孔隙を有しているが，軽石などに比較すればはるかに緻密で，採集した標本5個について行なつた見掛け比重の測定結果は，1.7, 2.0, 2.3, 2.6, 2.7 であつた．これらの値は中央円頂丘の山頂附近で採集した円頂丘熔岩の見掛け比重 1.9 よりむしろ大である．

岩質は hypersthene-hornblende andesite で鏡下では，不規則な形の気泡を持つ無色ガラス質石基中に，plagioclase (lab.～and.), hornblende (X=yellow, Y=dark greenish brown, Z=dark greenish brown, 時に酸化されて reddish brown となるが，black opacite はみとめられない)，hypersthene および opaque ore の斑晶が散在し，まれに少量の quartz, augite の斑晶が存在することがある．しばしば plagioclase, hornblende, hypersthene の自

形結晶が粗に集合し，いわゆる cognate inclusion に特有の組織を示したものが，肉眼的から，顕微鏡的な大きさまでの破片をなして含まれている．円頂丘熔岩の性質は，これら岩塊の性質とほとんど変化ないが，円頂丘山頂附近の熔岩には，とくに cognate inclusion が多く含まれていた．第1表には岩塊，円頂丘熔岩，円頂丘熔岩中の cognate inclusion の化学成分を示し



第6図 Pyroclastic flow 堆積物中の岩塊の自然残留磁気帯磁方向
(すべての点は北半球上にある)
標本採集地点 大田切川，関温泉対岸

第 1 表

	I	II	III
SiO_2	63.51	62.44	56.45
TiO_2	0.63	0.76	0.69
Al_2O_3	16.13	16.72	18.09
Fe_2O_3	2.28	2.26	3.18
FeO	3.50	3.68	4.59
MnO	0.18	0.14	0.26
MgO	2.26	3.16	4.23
CaO	5.85	6.26	8.21
Na_2O	2.68	2.67	2.47
K_2O	1.98	1.75	1.20
$H_2O(+)$	0.91	0.52	0.75
$H_2O(-)$	0.13	0.21	0.26
P_2O_5	0.17	0.22	0.20
Total	100.21	100.79	100.58
Q	23.58	21.17	12.80
or	11.69	10.35	7.07
ab	22.54	22.60	20.87
an	26.15	28.45	34.77
di	1.59	0.89	3.72
hy	8.67	11.32	13.86
ap	0.34	0.54	0.47
il	1.21	1.45	1.31
mt	3.24	3.29	4.61

I: Essential block in pyroclastic flow deposit (hypersthene-hornblende andesite). Sakaguchi-shinden (TY 60050201).
II: Central dome lava (hypersthene-hornblende andesite). Summit of Mt. Myōkō (TY 60073101)
III: Cognate inclusion in II.

てある．この cognate inclusion 中の hornblende は一部 pyroxene opacite (augite と magnetite の小粒の集合体）に変化している．化学成分上も，これらの岩塊と円頂丘熔岩とは著しい差違がない．

上述の pyroclastic flow 中の岩塊が，妙高火山最後の噴火活動を起した magma の固結物であることは確かであるが，それらが含まれている pyroclastic flow を発生した magma の固結物，すなわち真の essential な岩塊であるか否かについては問題がある．筆者等は荒牧と秋本[5] の考えに従つて，大田切川の関温泉対岸の露頭で採取した7個の岩塊の自然残留磁気の帯磁方向を測定した．その結果は第6図に示す如く，帯磁方向の一致が認められなかつた．

この結果は資料が不充分であり，今後なお検討を要することではあるが，これらの岩塊が，それらに含まれる磁性鉱物の Curie 点以下の温度で現位置に堆積したことを示すものである可能性がある.

§4. 噴火の様式

妙高火山最後の噴火活動は，hypersthene-hornblende andesite 質 magma によつて起された．その活動は，降下火山灰等の抛出，pyroclastic flow の流出，熔岩の流出による円頂丘の形成という異なつた型の噴火が交互に繰り返えされたものであるらしい．その点でこの活動は 1902〜1903 年，1929〜1932 年の 2 回の Mt. Pelée の噴火と類似していると考えられる．妙高の場合も Mt. Pelée の場合 (PERRET)[6]，と同様に，初期には pyroclastic flow の発生が，後期には熔岩の流出が顕著であつたということは想像することが可能であるが，この種の噴火では，pyroclastic flow の発生する段階と，熔岩の流出する段階とは漸移的で，ある期間両者が重複する場合がある．円頂丘が形成される間に，熱雲が間けつ的に発生する例は Merapi 火山 (VAN BEMMELEN)[7] や，1955 年の Bezymianny 火山 (GORSHIKOV)[8] の噴火の場合にも認められている．妙高の場合も，外輪山壁を越して南方の杉野沢方向へ流下した pyroclastic flow は，中央円頂丘が成長し，カルデラ底が浅くなつた頃に噴出したものであるかもしれない.

妙高の最後の噴火活動が，上に述べたようなものであるとすれば，それが Mt. Pelée の場合と同様比較的長い期間続いたと考えることは可能である．すなわち pyroclastic flow は比較的長い間隔をおいて発生し，その間に円頂丘の形成が進められたという状態があつたということが想像され得る．Pyroclastic flow 中の岩塊が低温であつたかも知れないという，前に述べた岩塊の帯磁方向の測定から導かれる推定は，それらの岩塊が，噴出後ある時間を経て冷却した円頂丘熔岩が，破片となつて pyroclastic flow 中にとり込まれたものであると解釈すれば，矛盾なく説明できる*.

妙高の pyroclastic flow 中に異質の岩片が乏しいことは，magma の爆発的発泡作用が火口道の比較的上部でおこつたためであるとして説明される．Magma は徐々に火口道を上昇し，地表に溢流して固結する一方，火口道の上部には，magma 中を上昇してくる揮発性物質が濃集し，間けつ的に爆発的な発泡をして，pyroclastic flow を発生したものであろう．その際爆発を起した magma はほとんど火山灰等の細粒な物質になつたのではあるまいか．1902 年 5 月の Soufrière 火山噴火の熱雲は，火山弾，岩塊等に乏しく，火山灰に富んでいたとい

* 村井勇もこれらの岩塊が，円頂丘熔岩の破片であろうという見解を持つている（私信による）.

う (HAY)[9]. この噴火では熔岩の流出は行なわれなかつた. 筆者等は妙高の pyroclastic flow 中に, どれだけの量確実に essential であると断定できる岩塊が含まれているか明らかでない. しかし妙高の場合も Soufrière の場合の如く実際に爆発を起した magma の破片, すなわち真の essential な物質は主として火山灰質のものではあるまいか.

最後に magma の粘性について, 今後検討されるべき問題を指摘したい. 荒牧[2)3)]は pyroclastic flow を magma の粘性に従つて分類し, 堆積物中の essential な岩塊の孔隙率から, magma の粘性を推定している. しかし特に荒牧が狭義の熱雲として分類した, 緻密な岩塊で特徴ずけられる pyroclastic flow の場合は, それらの岩塊が果して爆発を起した magma の破片であるか否かの判定がむずかしい. 岩塊が緻密であるということは, magma が粘性に富んでいるということを意味するかもしれないが, 同時に magma が充分発泡するに足るだけの揮発性物質を保持していなかつたということかも知れない. 妙高の場合, 円頂丘熔岩はおそらくそのような状態の magma が固結したものであろう. もしその熔岩が未だ高温の状態のうちに, 続いて噴出した pyroclastic flow 中に破片としてとりこまれた場合は, われわれは岩石磁気の測定からでは, それが真に essential な岩塊であるか否かの判定はつけられない. 従つて, その岩質が緻密である故に, その flow を狭義の熱雲と判定し, 粘性に富む magma の産物と考えるであろう. 同じことは浅間火山の 1783 年の噴火の場合についてもいえる. この噴火では, 短時間の間に, 吾妻熱雲, 蒲原熱雲, 鬼押出熔岩流が流出している(荒牧)[10]. 荒牧[2)3)]は蒲原熱雲を狭義の熱雲として, Mt. Pelée 等と同程度の粘性の大な magma により発生したものとした. しかし, その直前に発生した吾妻熱雲は, 中程度の粘性をもつ中間型であり, その後に流出した鬼押出熔岩流は, 比較的流動性に富み, 山腹を流下している. これらの噴出物の組成の間に著しい差がないとすれば, 蒲原熱雲を発生した magma の粘性のみが大であるということは, 温度の降下に帰するのが順当であろう. しかし火口道内に存在する magma が短時間のうちにそのように温度が降下することが可能であろうか. 筆者等はむしろ, 蒲原熱雲中の岩塊が緻密であることは, それらが, それ以前の噴火の後に, 火口道上部に残留した, 揮発性物質に乏しい, しかし未だ充分に高温な magma の破片であるためであつて, それらは, 熱雲の発生源となつた magma の破片ではないと考えたい. この問題は, 特に狭義の熱雲等を研究する場合に更に検討を要する問題であろう. 揮発性物質の濃集により, magma の粘性がどの程度減少するかは判らないが, 妙高の場合, かなり急峻な熔岩円頂丘が形成されている点から, 妙高の magma の粘性は, 1783 年の浅間の場合より, 大であつたろうと考えられる. また火山灰に富む pyroclastic flow が発生することは, magma が揮発性物質に富んでいるということが一つの理由として考えられるが, その場合に magma の粘性の

大小が，どのように影響するかも，今後検討されるべき問題であろう．

引 用 文 献

1) 山崎直方: 妙高火山彙地質調査報文，震予報，8 (1886)，pp. 23～86.

2) 荒牧重雄: Pyroclastic flow の分類，火山，2集，1巻 (1957)，pp. 47～51.

3) Aramaki, S.: The 1783 activity of Asama Volcano. Part. II, *Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol. 28* (1957), pp. 11～33.

4) Murai, I.: Pyroclastic deposits distributed on the east foot of Volcano Myōkō, *Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 38* (1960), pp. 307～315.

5) Aramaki, S. and Akimoto, S.: Temperature estimation of pyroclastic depositsby natural remnant magnetism, *Am. Jour. Sci., Vol. 25* (1957), pp. 619～627.

6) Perret, F.A.: The eruption of Mt. Pelée 1929～32, *Publ. Carneg. Inst.* No. 458. (1935)

7) Van Bemmelen, R.W.: The geology of Indonesia, Hague. (1949).

8) Gorshikov, G. S.: Gigantic eruption of the volcano Bezymianny, *Bull. Volc., Sér. II, Tome 20* (1959), pp. 77～109.

9) Hay, R.: Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I, *Jour. Geol., Vol. 67* (1959), pp. 540～562.

10) Aramaki, S.: The 1783 activity of Asama volcano. Part I, *Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol. 27* (1956), pp. 189～229.

浅間山の火山活動の研究

気象庁，軽井沢測候所　関　谷　溥

(昭和35年5月10日，10月25日発表—昭和36年1月24日受理)

A Study of Volcanic Activity of Mt. Asama

Hiroshi SEKIYA
(Karuizawa Weather Station, Japan Meteorological Agency)

Volcanic earthquakes, volcanic smokes, state of crater, and other volcanic phenomena have been continuously observed since 1923 at Oiwake Volcano Observatory, located 7.6 km SSE of the crater and at Karuizawa Weather Station, located 9.1 km SE of the same crater.

The volcanic earthquakes treated in this report were mainly recorded by seismograph of low magnification since 1923 at Oiwake Volcano Observatory. The volcanic smokes were observed since 1939 from Karuizawa Weather Station.

In recent seismometrical investigation of Volcano Asama, the telerecording seismograph is used. Transducer, connected to the recorder at Oiwake Observatory with wire, is set at Chinotaki, situated at 3.75 km SSE of the crater. This seismograph is adjusted to 6000 in magnification.

The author treated the variation of probability of eruptions, the monthly numbers of earthquakes and tremors originating from the volcano, the probability of occurrence of enormous quantity of smoke and the explosion energies.

It is pointed out that the Γ-distribution of the factors participating in the eruptions are often of normal distribution. The correlation between the eruptions and the monthly number of the earthquakes, and that between the eruptions and the quantity of the smoke are studied. It became clear that in the most case an increase of volcanic micro-earthquakes and a remarkable increase of smoke indicated a high probability of great eruption.

However, during the active periods, the relation between the eruptions and the number of micro-earthquakes were not so marked.

The relation between the eruptions and the sum of volcanic micro-earthquakes or the quantity of smoke observed during the period from January 1949 to October 1959 were statistically studied by the method of multiple correlation. The regression plane for the calculation of the probability of eruptions are given by formulae (5) and (6). The regression plane for the calculation of the monthly sum of kinetic energy of eruptions are given by formulae (7) and (8). From January 1939 to November 1960 (no data were given from March 1945 to December 1948), the probability and the kinetic energy of eruptions calculated by the experimental formulae (5)-(8) were discussed. The eruptions occurred scarcely in the domain of Z or $E \leq 0$, while in the domain of Z or $E > 0$, eruptions frequently occurred. It was found that calculated values of Z or E were more useful for anticipation of eruptions than the monthly number of the volcanic earthquakes and tremors, and the quantity of the smoke.

The great eruption on September 23, 1950 occurred when the values of Z and E were larger than those of inactive periods.

§1. ま え が き

浅間山の噴火についての研究はかなり古い時代から，噴火の記録，地質学，地球物理学，地

球化学等のそれぞれの分野で行なわれてきたが，この報告はこれら諸先輩の業績を参考にして編集した「浅間山爆発史集」[1]と，1923 年 11 月から追分観測所（火口より南々東 7.6 km）で行なつてきた火山性地震を主とした火山観測，ならびに 1939 年 1 月から軽井沢測候所（火口より南東 9.1 km）で行なつてきた噴煙等の観測値から，噴火の性質，噴火とこれらの観測値との関係を分析し，20 数年間の噴火を量的に求める予報方式を作つて，計算値と実測値を比較検討したものである．

なお，この報告で扱つた火山性地震の観測は，1923 年 11 月に固有周期 6 sec，基本倍率 70〜100 倍の大森式微動計で開始され，1952 年 9 月から固有周期 1 sec，倍率 300〜350 倍の石本式地震計が併設され，さらに 1957 年 8 月から実験観測ではあるが，倍率 3300〜3500 倍の光学式の石本式地震計で，また，1960 年 8 月からは周期 1 sec，倍率約 6000 倍の電磁式地震計を血の滝（火口より南々東 3.75 km）に設置し，有線遠隔記録法によつて追分観測所で観測を続け，松代をはじめ，前橋，長野，松本，甲府，熊谷等の観測値を参考にして，火山性地震と一般地震との分離につとめてきた．特に古い観測値はこのような比較がむづかしいので，最近 3 カ年の各種地震計の比較観測で得られた結果をもとにして，全記象紙を当時の原簿，気象要覧，地震月報とも照合して読み直し，歴史的に観測してきた火山性地震の発生の変動がなるべく客観的に表わせるように心掛けた．

また，噴煙の遠望観測は 1939 年 1 月から，軽井沢測候所で開始され，噴煙量は目視による容積を 0 から 6 の 7 階級に分け，色は白，灰白，灰，灰褐，黒褐などに，濃度は淡，中，濃にわけて記述し，高さは測高器で，流れの方向は目測で行なつてきた．そして気象観測で雲と雨を区別しているように，噴出の際に灰，砂，火山弾等を噴き上げるような噴煙は，量や場所のいかんにかかわらず，また天気が悪くて観測できない場合でも，風下側の人々の情報などを参考にして噴火現象として記録してきた．この報告は 20 年以上毎日観測を続けてきた火山性地震と噴煙，ならびに噴火資料に解析を加えたものである．

§ 2. 火山活動の変遷とその観測

浅間山の噴火活動の持続性や，活動群の存在ならびに周期性については，すでに別報[2]で論じたが，小規模な噴火は観測しにくいので，噴火の持続性を利用して噴火回数の代りに噴火日数をとつた．Fig. 1 はこういう見解に従つて，月毎の噴火日の確率（月の日数でその月の噴火日数を除したもの）の累年変化を求めたものである．

また，Fig. 2 は火山性地震の累年の変化であるが，1931 年以前の観測値には時々欠測があるので省略した．Fig. 1 と Fig. 2 を比べてみると，噴火日の確率の大きいときは火山性地

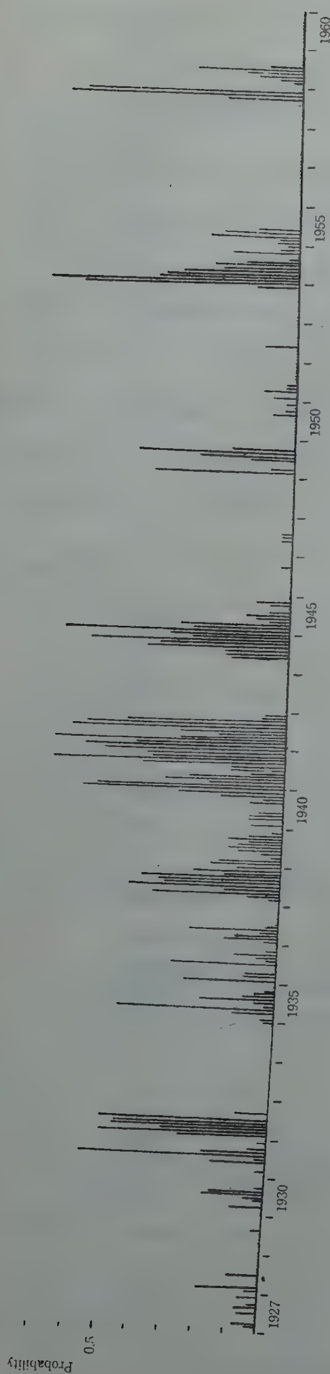


Fig. 1. Variation of probability of eruptions.

Fig. 2. Variation of the monthly sum of numbers of the earthquakes and tremors originating from Volcano Asama (Oiwake, Mag. ×100)

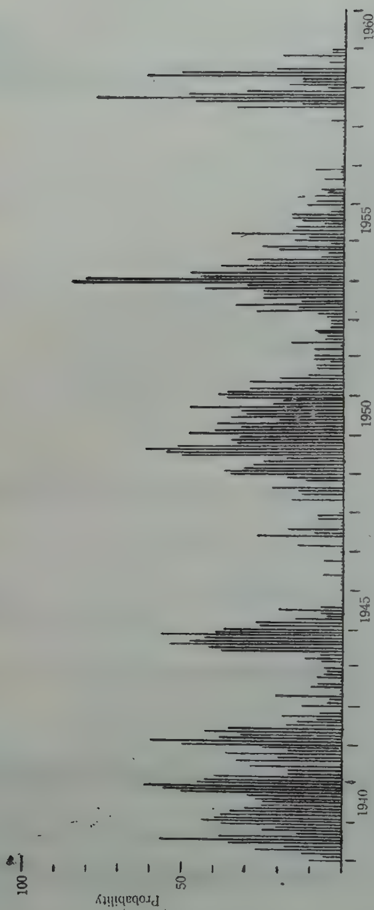


Fig. 3. Variation of the probability of occurrence of enormous amount of smokes.

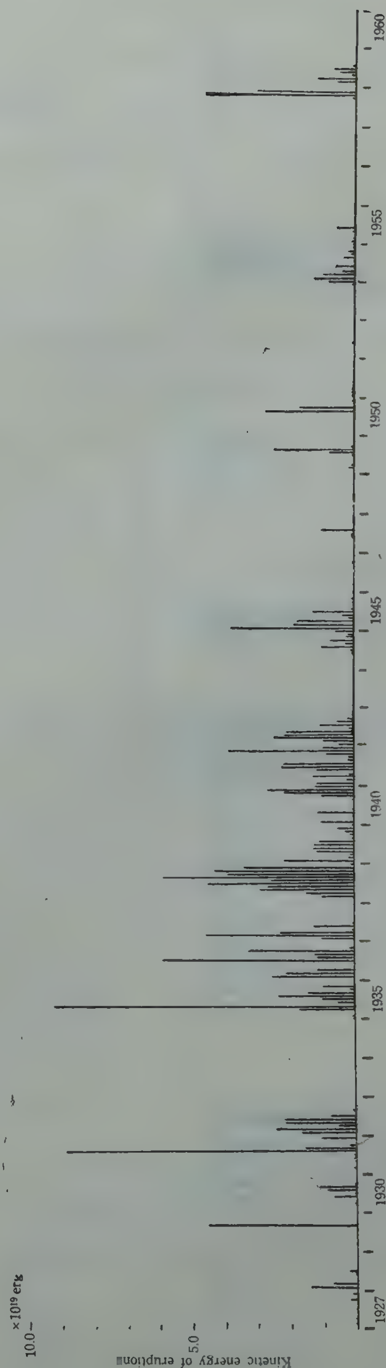


Fig. 4. Variation of monthly kinetic energy of eruptions.

震の数も多く，反対に小さくなると少なくなる傾向がある．そして両方共活動のはじまる初期には顕著な増加を示すが，時間の経過と共に不明瞭になり，ある期間を過ぎるともとの経過を辿りやすく，筆者がさきに示した噴火群[2]がこれと一致していることを示している．

Fig. 3 は日最大噴煙量 5 以上の月別の発生頻度の累年の変化を調べたものである．なお，噴煙量の変動を調べるのに階級 5 以上の発生頻度を用いたのは，1958 年の活動の前後において，東大火山観測所の東前掛の電磁式 4000 倍地震計の火山性地震数[3]と噴煙量の関係を求めると，階級の 4 までは火山性地震の数も少なく，その関係も不規則であるが，5 以上の時は火口付近の微小地震数が急激に多くなつていることが認められるからである[4]．噴煙は凝結核としての雲物理学的の問題や，拡散現象等のかなり複雑な現象を含んでいて，さらに火口付近の微小地震との関係はむづかしい問題で，野口[5]も火山性ガスの観測で噴火前に SO_2，HCl などが増加することを指摘しているが，ここでは火口付近の微小地震との関係において，このような扱い方をすると，噴煙量が火山活動の変動を知る上に重要な factor となるであろうと考えたからである．事実，Fig. 3 と Figs. 1, 2 とを比べると，噴煙の増加は噴火活動の開始の初期には噴火に 1～2 か月先だつて現われ，噴火日の確率が大きい間は噴煙量も多くなつている．

Fig. 4 は筆者がさきに報告したように[2]，水上が 1935～1938 年の噴火期間に求めた噴火の機械的エネルギーの算出方式[6]を追分の観測値に引用して実験式を求め，噴火の機械的エネルギーの累年の変化を求めたもので，一般に火山性地震や，噴煙量の多い時は，噴火の機械的エネルギーも大きくなつているが，活動群の後半で発生する大規模な噴火は，活動初期のものに比べて火山性地震や，噴煙量が少なくなつている．

§ 3. 噴火に関係ある諸要素の確率法則（頻度分布の法則）のあてはめ

噴火に関係ある諸量間の定量的な関係を解析するためには，その基礎として，それらの確率法則が規定されなければならない．そこで 1945 年 9 月～1948 年 10 月は大森式微動計による火山性地震の観測が一時欠測になつているので，まず 1949 年 1 月～1959 年 10 月の期間について各要素の発現の頻度分布図を作つて，それらの正規分布の適合度検定をすると，噴火日の確率では

$$n = 130 \quad \text{自由度 2 で} \quad \chi^2 = 80.58$$

火山性地震数では

$$n = 130 \quad \text{自由度 2 で} \quad \chi^2 = 229.14$$

となり，正規分布の仮説は 1 %以下で捨てられるという結果になつた．そこで，噴火や噴火に

関係ある噴煙，火山性地震などは，機構そのものは複雑な Parameter を含んでいるものではあるが，次元の減つた状態で観測されているという解釈のもとに，Γ-分布 (Peason の第III型分布) の適合を考えてみよう．分布の適合度検定には2・3の方法があるが，ここでは χ^2-分布の方法を使うことにする．

Γ-分布は一般に

$$f(x,\alpha,\beta,\nu)=\frac{e^{-\beta\alpha}\beta^{\nu}}{\Gamma(\nu)}e^{-\beta x}(x+\alpha)^{\nu-1} \qquad (1)$$

で表わされるが，理論的度数を求めるためには $\alpha=0$ として Parameter β, ν を求める．この方法には積率法や，増山，黒岩の方法による最尤推定法などがある．

$$f(x,\beta,\nu)=\frac{\beta^{\nu}}{\Gamma(\nu)}x^{\nu-1}e^{-\beta x} \qquad (2)$$

から $$\nu=\frac{\bar{x}^2}{s^2},\quad \beta=\frac{\bar{x}}{s^2}$$

が得られるので，$f_j>5$ になるように data を k 階級にわけ

$$\chi^2=\sum_{j=1}^{k}\frac{(f_j-np_j)^2}{np_j} \quad (\text{自由度}=k-3) \qquad (3)$$

を求める．

但し $$P_j=\int_{a_{j-1}}^{a_j}\frac{\beta^{\nu}}{\Gamma(\nu)}x^{\nu-1}e^{-\beta x}dx$$
$$=\Gamma(a_j)-\Gamma(a_{j-1}) \qquad (j=1,\ 2\cdots k,\ a_0=0,\ a_k=\infty)$$

になるように p_j を定める．

また $\Gamma(a_j)$ は

$$\Gamma(a_j)=\int_0^{a_j}\frac{\beta^{\nu}}{\Gamma(\nu)}x^{\nu-1}e^{-\beta x}dx=\frac{1}{\Gamma(p+1)}\int_0^{u\sqrt{p+1}}e^{-\theta}\theta^{p}d\theta$$

但し $$u=\frac{\beta a_j}{\sqrt{\nu}},\quad \beta x=\theta,\quad p=\nu-1,$$

に変換されるが，p, u から $\Gamma(a_j)$ を求める図表ができているので[7]，それを使つて 1949 年

Table 1. Test of fitness of Γ-distribution.

Variant	Sample size	$d.f$	χ^2	$p_r\{\chi_0^2\geqq\chi^2\}$
Probability of eruption	130	1	2.44	25%
Monthly sum of number of observed volcanic earthquakes and tremors	130	2	3.71	10%
Monthly sum of kinetic energy of eruptions	130	1	2.47	10%
Probability of occurrence of enormous amoumt of smake	130	1	6.23	10%

1月～1959 年 10 月の各要素の Γ-分布の適合度を調べると Table 1 となる．これから噴火や，噴火に関係のある火山性地震，日最大噴煙量5以上の月別の発生頻度分布などは，何れも Γ-分布が適合しているという仮説はすてられないことがわかつた．

§ 4. 月別の火山性地震数と噴火日の確率ならびに噴火の機械的エネルギーとの相関

a) 月別の大森式微動計で観測した火山性地震や微動数と噴火日の確率との相関

1945 年9月～1948 年 10 月の欠測期間を中心として，1931 年1月～1945 年2月の A group 170 ヵ月と，1949 年1月～1959 年 10 月の B group 130 ヵ月の2つの期間について，これらの相関係数を求めてみると Table 2 となる．また鈴木[8]の研究によると，互に Γ-分布をする各要素間の相関係数と，正規分布をする各要素間の相関係数との間には log 変換の場合 Table 3 の関係があることがわかつたので，これから Table 2 の有意性の検定をすると，何れも危険率1%で有意であることがわかつた．従つて Table 2 から特徴ある現象と

Table 2. Coefficient of correlation between the probability of eruptions and the monthly sum of number of volcanic micro-earthquakes observed at Oiwake. (Mag. × 100)

	A	B
Coefficient of correlation of same month	+0.29*	+0.80*
Coefficient of correlation between the volcanic micro-earthquake of a certain month and the probability of eruption of the next month	+0.14*	+0.46*
Coefficient of correlation between the probability of eruption of a certain month and the volcanic micro-earthquake of the next month	+0.21*	+0.63*

* Significant level 1 %

Table 3. Relation between the coefficient of correlation of Γ-distribution and that of normal distribution (by *E*. Suzuki)

Normal distribution	Γ-distribution	Normal distribution	Γ-distributioin
−1.0	−0.37	0.1	0.06
−0.9	−0.35	0.2	0.13
−0.8	−0.32	0.3	0.20
−0.7	−0.29	0.4	0.29
−0.6	−0.26	0.5	0.38
−0.5	−0.23	0.6	0.48
−0.4	−0.19	0.7	0.59
−0.3	−0.15	0.8	0.71
−0.2	−0.11	0.9	0.85
−0.1	−0.06	1.0	1.00
0	0		

して2つのことがいわれる．第1は A，B の group で相関係数が著しく違うことである．この原因は data が古いので，その時代の地震計の取扱なども多少関係していることとは思われるが，A group は活発な噴火を繰り返した期間であるのに対して，B group はやや規則的な噴火を群発した期間であることも原因の1つと考えられる．しかしこのことは重要な問題でもあるので別に検討する予定である．第2の現象は2つの要素の期間を前後にずらして求めた相関係数が，同じ月毎の data の場合が最も大きく，ある月の火山性地震数と翌月の噴火日の確率との相関係数よりも，ある月の噴火日の確率と翌月の火山性地震数との相関係数の方がより大きく，この関係は A，B 2つの group の間では相関係数の絶対値が違うだけで，傾向はすべての場合について一定していることである．この問題は最近高倍率の地震計の観測によつて次第に興味ある結果が得られているが[4,9]，噴火機構とも関連する重要な問題である．

以上の関係から月別の火山性地震と噴火の関係を求めると，B group では相関係数の値が大きいので，同じ月毎の場合はもちろんのこと，ある月の値から翌月の噴火の危険率までかなり明瞭に求められるが，A group の場合は不明瞭である[10]．

b) 月別の火山性地震数と噴火の機械的エネルギーとの相関

前項と同じ期間について，月別の噴火の機械的エネルギーと火山性地震数との相関を求めると Table 4 となる．

Table 4. Coefficient of correlation between the monthly sum of kinetic energy of eruptions and the monthly sum of number of volcanic micro-earthquakes observed at Oiwake (Mag. × 100)

	A	B
Coefficient of correlation of same month	+0.35*	+0.68*
Coefficient of correlation between the volcanic micro-earthquake of a certain month and the kinetic energy of eruption of the next month	+0.12**	+0.29*
Coefficient of correlation between the kinetic energy of eruption of a certain month and the volcanic micro-earthquake of the next month	+0.21*	+0.45*

* Significant level 1 %
** Significant level 5 %

そこで前同様に Table 3 を参考にして，有意性を検定すると，同表の *，** となる．そしてこの場合は Table 2 に比べて相関係数の値がやや小さいが，前節の結論と同様に，噴火が続発するような状態では，やや規則的に噴火を群発する状態よりも，噴火の機械的エネルギーを予測することは困難であり，強い噴火後に起る火山性地震の方が，その前震よりも顕著であることを示している．

§ 5. 月別の日最大噴煙量 5 以上の発生頻度と噴火日の確率ならびに噴火の機械的エネルギーとの相関

a) 噴煙量と噴火日の確率との相関

Table 5 は 1939 年 1 月〜1958 年 12 月の 240 カ月の全観測値から求めた相関係数である．その結果火山性地震のそれに比べると，特に噴火に先行する相関係数の値が大きく，§ 2 で定性的に認められた噴煙量が噴火に 1〜2 カ月先行して増加しているという傾向は有意であることも認められ，同時にある月の噴煙量と 2 カ月後の噴火日の確率との相関係数は，ある月の噴火日の確率と翌月の噴煙量との相関係数よりも大きいこともわかつた．

Table 5. Coefficient of correlation between the probability of eruptions and the probability of occurrence of enormous amount of smoke.

Coefficient of correlation of same month	+0.64*
Coefficient of correation between the quantity of smoke of a certain month and the probability of eruption of the next month	+0.62*
Coefficient of correlation between the quantity of smoke of a certain month and the probability of eruption of the two months later	+0.55*
Coefficient of correlation between the probability of eruption of a certain month and the quantity of smoke of the next month	+0.50*

* Significant level 1 %

b) 噴煙量と噴火の機械的エネルギーとの相関

前項と同じ期間について，これらの相関係数を求めてみると Table 6 となる．これから月別の日最大噴煙量 5 以上の発生頻度は，噴火日の確率と同様に，噴火の機械的エネルギーでも噴火に先行してあらわれる有意な正相関があることがわかつた．そこで 1939 年 1 月〜1959 年 9 月の data で，ある月の日最大噴煙量 5 以上の発生頻度から，各月の発生頻度を 0，1〜10，11〜20，‥‥のような階級にわけて，各階級の全体の回数を求め，その値で翌月または 2 カ月後のそれぞれの階級で各強さの噴火をした場合の回数を除して，噴火の危険率を求めてみると，Fig. 5，Fig. 6 となる．

Table 6. Coefficient of correlation between the monthly sum of kinetic energy of eruptions and the probability of occurrence of enormous amount of smoke.

Coefficient of correlation of same month	+0.47*
Coefficient of correlation between the quantity of smoke of a certain month and the kinetic energy of eruption of the next month	+0.44*
Coefficient of correlation between the quantity of smoke of a certain month and the kinetic energy of eruption of the two months later	+0.38*
Coefficient of correlation between the kinetic energy of eruption of a certain month and the quantity of smoke of the next month	+0.38*

* Singnificant level 1%

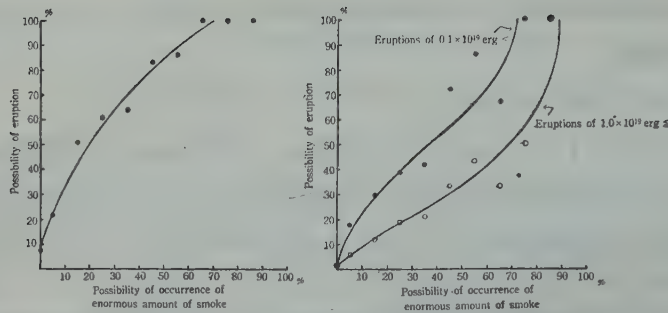


Fig. 5. Relation between the eruption and the probability of occurrence of enormous amount of smoke in the month preceding the eruption.

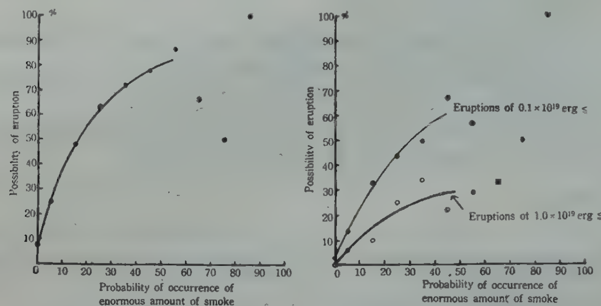


Fig. 6. Relation between the eruption and the probability of occurrence of enormous amount of smoke in the 2 months before the eruption.

§ 6. 月別の火山性地震数ならびに日最大噴煙量 5 以上の発生頻度から求めた噴火日の確率

各節の解析で，噴火と火山性地震ならびに噴煙量との関係が求められたが，これら諸要素の確率法則は，複雑な Parameter を含んでいる Γ-分布に適合していることがわかつたので，いままで長期間観測してきた火山性地震数や噴煙量を combine して噴火を量的に求める方法を考えてみよう．

すなわち，いま大森式 70～100 倍微動計で観測した火山性地震数と微動数の月合計値を x，月毎に求めた日最大噴煙量 5 以上の発生頻度を y，月毎に求めた噴火日の確率を z とすると，Z の X Y への回帰平面の方程式は

$$z=\frac{r_{zx}-r_{zy}r_{yx}}{1-r_{xy}^2}\cdot\frac{\sigma_z}{\sigma_x}(x-\bar{x})+\frac{r_{zy}-r_{zx}r_{xy}}{1-r_{xy}^2}\cdot\frac{\sigma_z}{\sigma_y}(y-\bar{y})+\bar{z} \qquad (4)$$

で表わされるから[11,12]（ただし（4）式の $\bar{x}$, $\bar{y}$, $\bar{z}$ はそれぞれ x, y, z の平均値を表わし，r_{xy}, r_{zx}, r_{zy}, … は xy, zx, zy の相関係数を，σ_x, σ_y, σ_z は x, y, z の標準偏差を表わす）全期間を通じて同じ条件で観測されている 1949 年 1 月～1959 年 10 月の対応する同じ月の観測値を（4）式に代入すると，

$$z = -0.028+0.0013x+0.0031y \qquad (5)$$

となる．また重相関係数は

$$r_{zxy} = \frac{\sqrt{r_{zx}(r_{zx}-r_{zy}r_{xy})+r_{zy}(r_{zy}-r_{zx}r_{yx})}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}$$

$$= 0.87,$$

標準偏差は $\sigma_{zxy}^2 = \sigma_z^2(1-r_{zxy})^2$ から

$$\sigma_{zxy} = 0.075$$

となる．

また，同じ期間の data で，ある月の火山性地震数と日最大噴煙量 5 以上の発生頻度から翌月の噴火日の確率 z' を求めると

$$z' = -0.022+0.0004x+0.0041y \qquad (6)$$

$$r_{z'xy} = 0.63$$

$$\sigma_{z'xy} = 0.116$$

となる．しかし，ここで問題なのは z や z' の推定値としこの信頼性のことであるが，各要素が Γ-分布をする場合の r_{zxy}, $r_{z'xy}$ の有意性の検定方式は理論的に解決されていないので，かりに F を用いることにすると，（5）式では

$$F = 398.53 \quad (n_1 = k-1 = 1, \ n_2 = N-k = 128)$$

（6）式では

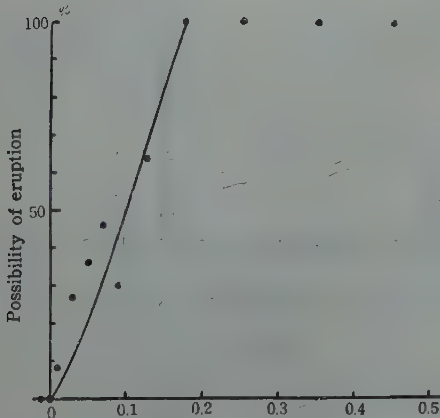


Fig. 7. Relation between the eruptions and the probability of eruptions calculated with experimental formula.

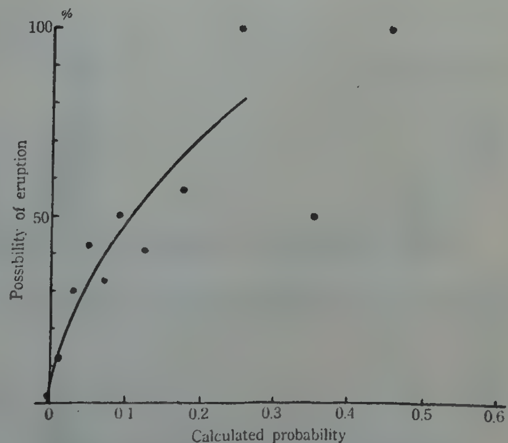


Fig. 8. Relation between the eruptions and the probability of eruptions of the next month calculated from the data of a certain month with experimental formula.

$$F=84.48 \ (n_1=k-1=1, \ n_2=N-k=128)$$

となつて，高度の有意性をもつていることは確からしい．そして火山性地震や噴煙量のおのおのの観測値から直接噴火との関係を求めたと同じように，z や z' の各階級での噴火の危険率を求めると Fig. 7, Fig. 8 となる．これからみると，噴火は火山性地震数や，噴煙量を combine した状態の方が，おのおの独立に噴火の危険率を求めたものよりも，点のばらつきが少なく，z や z' の計算値が零または負の領域では噴火は極めてまれにしか起らないが，大きくなるに従つて噴火の確率が大きくなつている．Fig. 9 は（5）式と（6）式から 1949 年 1 月～1960 年 11 月の各月の z や z' を計算し，それと実測値を比較したものである．また，

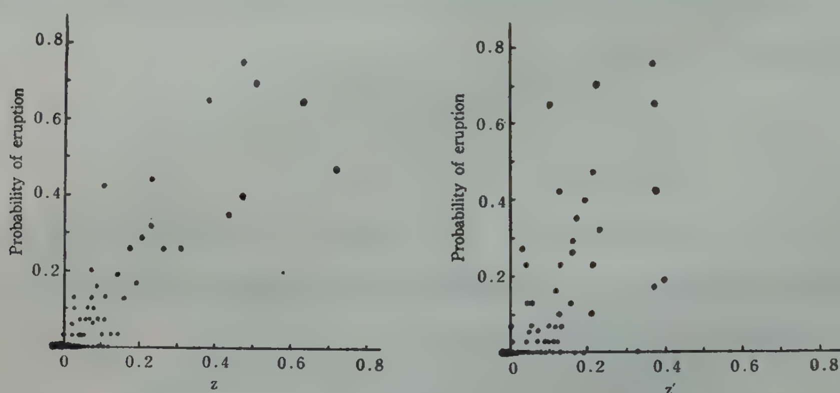


Fig. 9. Relation between the probability of eruptions calculated with experimental formulae (5), (6) and the probability of eruptions.

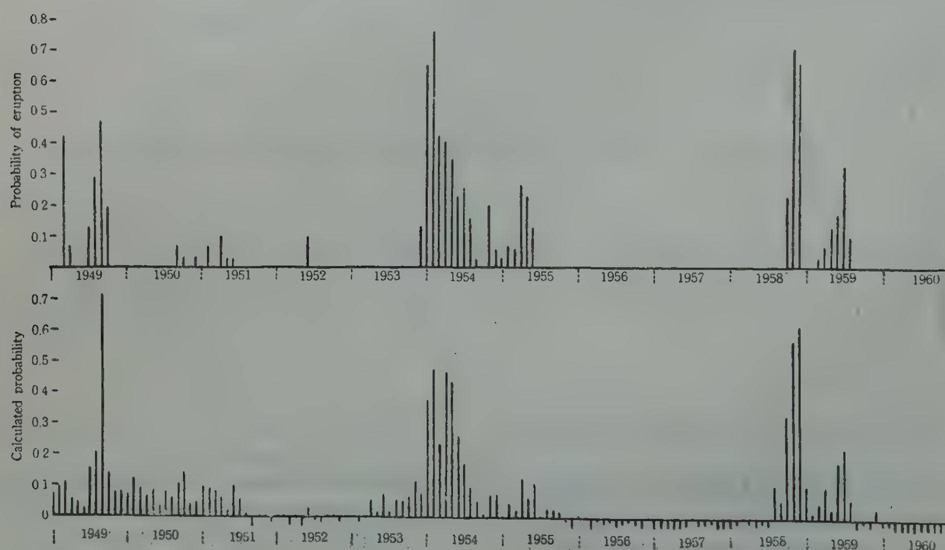


Fig. 10. The probability of eruptions calculated with experimental formula and the probability of eruptions.

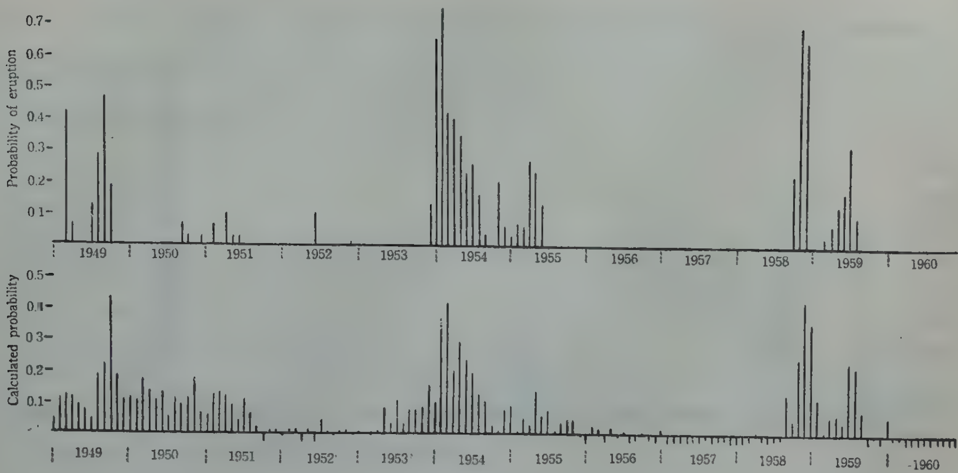


Fig. 11. The probability of eruptions of the next month calculated from the data of a certain month with experimental formula and the probability of eruptions.

Fig. 10, Fig. 11 はそれらの月々の変化を調べたものであるが，この関係は計算に使用した期間以外にも，多少点のばらつきはあるが，かなり定量的に予測が可能であることを示している[12]．

§ 7. 月別の火山性地震数ならびに日最大噴煙量 5 以上の発生頻度から求めた噴火の機械的エネルギー

前節と同じ期間の data で，対応する同じ月の観測値を（4）式に代入して噴火の機械的エネルギー E を求めると

$$E = -0.093 + 0.0051x + 0.0069y \quad (7)$$

$$r_{Exy} = 0.70$$

$$\sigma_{Exy} = 0.426$$

となり，ある月の火山性地震数ならびに日最大噴煙量 5 以上の発生頻度から翌月の噴火の機械的エネルギー E' を求めると

$$E' = -0.087 + 0.0008x + 0.0127y \quad (8)$$

$$r_{E'xy} = 0.45$$

$$\sigma_{E'xy} = 0.538$$

となり，F を用いて有意性を検定してみると r_{Exy}, $r_{E'xy}$ 共に有意性をもつていることは確からしい．そこで計算値と実測値がどのように分布し変化しているかを調べてみると Fig. 12,

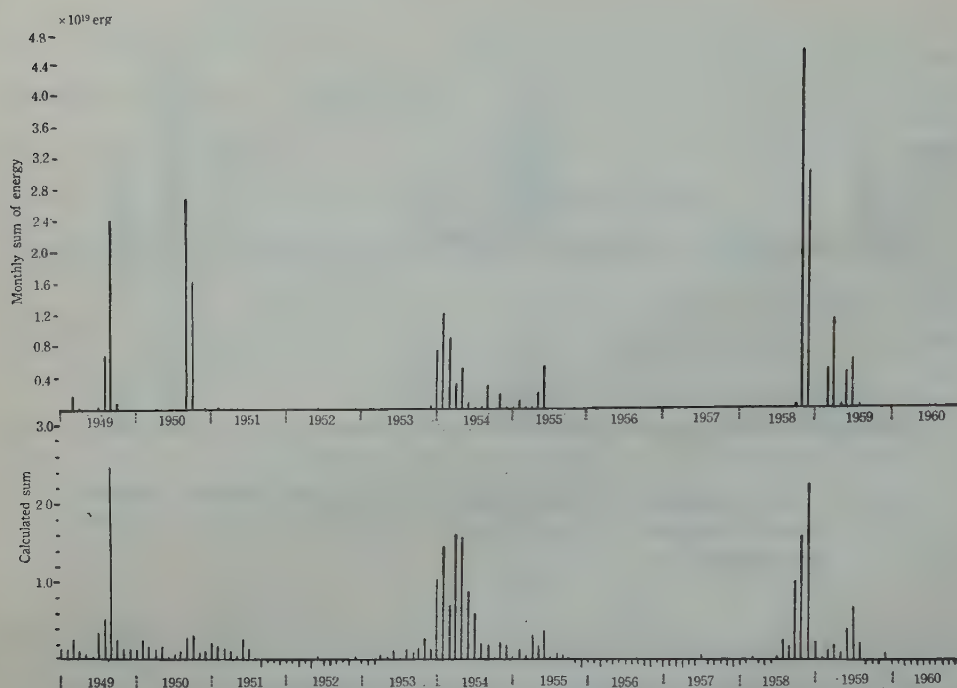


Fig. 12. The monthly sum of the kinetic energy of eruptions calculated with experimental formula and the monthly sum of the kinetic energy of eruptions.

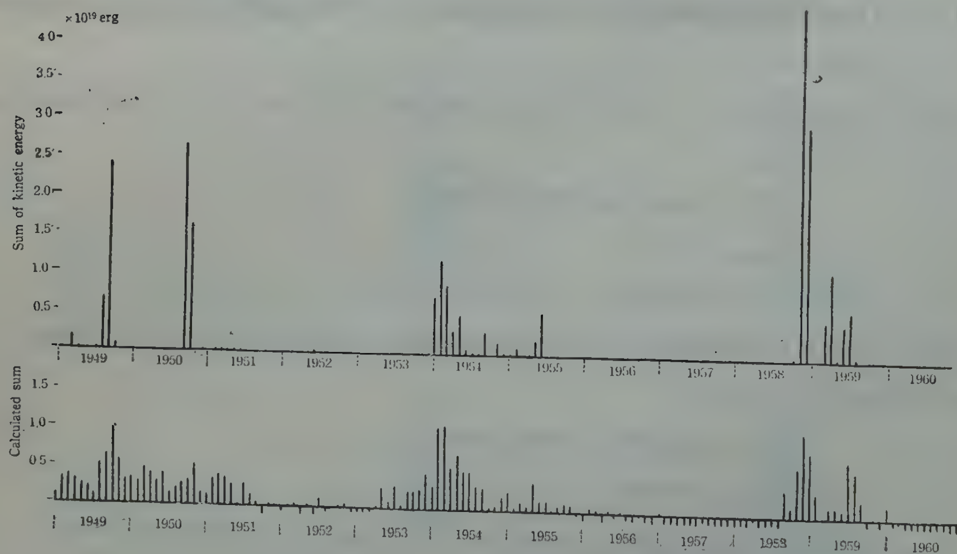


Fig. 13. The sum of the kinetic energy of eruptions of the next month calculated from the data of a certain month with experimental formula and the monthly sum of the kinetic energy of eruptions.

Fig. 13 となる．これから，噴火日の確率の場合と同様に計算値の E や E' の零または負の領域では噴火がほとんど起らず E や E' が大きくなるに従つて噴火が始まり，計算に使用した期間以外にも適用できることがわかつた[12]．

§8. む す び

以上は軽井沢測候所と追分観測所が創立以来行つてきた 20 余年の資料全部を使つて，その間のすべての噴火について解析したものであるが次のような結果が得られた．

1)　追分で大森式 70～100 倍微動計で火山性地震を観測すると，噴火の前後に火山性地震が増加するという有意な相関が求められるが，火山性地震の発生は噴火の前月に起る地震数よりも，噴火後に続いて起る地震数の方が顕著である．

2)　噴火が続発するような時は，ある期間中休みをして噴火をするような時に比べて火山性地震と噴火との関係が不明瞭である．

3)　月別の日最大噴煙量 5 以上の発生は，火口付近に発生する微小地震の増加に対応しているが，噴煙量は噴火の翌月よりも噴火前 1～2 カ月の方が多く発生する．そしてこの関係は噴火日の確率についても噴火の機械的エネルギーについても同様である．

4)　噴火と噴火に関係ある諸要素の頻度分布は複雑な Parameter をもつ Γ-分布に適合する．したがつて噴火の状態を求めるのに火山性地震や噴煙量を combine した回帰平面の方程式を作つて計算値と実測値を比較すると，おのおの独立に求めたものよりも相関が大きく，定量的な予測がある程度可能であることがわかつた．

5)　月毎の噴火日の確率は（5）（6）式，噴火の機械的エネルギーは（7）（8）式で求められ，これらの重相関係数の有意性は確からしいが，その絶対値は噴火日の確率の方が大きい．

6)　計算値と実測値を比較すると $z.z'$，$E.E'$ が零または負の時は噴火がほとんど起らないが，大きくなると噴火しやすくなる．

7)　1950 年 9 月 23 日の大爆発は 10 カ月余り中休みを続けて突然大爆発を起した，浅間山の最近の噴火としては珍しいものではあるが，このような方式で解析すると，噴火前相当長期間にわたつて z や E の値が大きく，他の中休みの状態とは違つている．しかし E や E' では実測値が $3\sigma_{Exy}$ や $3\sigma_{E'xy}$ の範囲外にでるので統計的には珍しい噴火に属するもので，この点ではまだかなりむづかしい問題で今後の研究にまたねばならない．

この報告は長期間の噴火を対象としたため，いろいろの現象を包含している長所はあるが，地震観測資料などでは低倍率のものを使わねばならなかつたし，噴煙の観測は，解析の上でいろいろの不備を補つてはいるが天候に左右されやすい．今後はこういう点を考慮して他の客観

的な観測値に置換えて，より高度の方式を確立したいと考えている．

気象庁当局はじめ，創設に御尽力された故大森房吉博士，ならびに代々の所長はじめ所員の御努力に敬意を表したい．諸先生には有益な御助言を頂き，原稿については野口喜三雄．森本良平両博士に御世話になつたことを感謝したい．

参考文献

1) 軽井沢測候所編：“浅間山爆発史集”(1956).
2) 関谷 溥：浅間山の火山活動の解析（第1報）験震時報，24 (1959)，1～10.
3) 水上 武・平賀士郎・内堀貞雄：浅間山の火山活動と同火山に発生する地震の研究 日本火山学会秋季大会講演 (1959).
4) 関谷 溥：浅間山の火山活動の解析（第2報）験震時報 24 (1960)，91～101.
5) 野口喜三雄：ガスによる火山の噴火予知について 日本火山学会秋季大会講演 (1960).
6) 水上 武：浅間山火山最近の爆発により噴出せる火山弾の分布と爆発のエネルギーについて 火山 4，141～155 (1940).
7) 桜庭信一・小河原正己著：“気象学図表および公式”145 (1957).
8) 鈴木栄一：降水分布の正規化と相関係数，気象学会秋季大会講演 (1960).
9) 水上 武：噴火と火山に発生する地震との研究（第3報） 火山，第2集， 4 (1960)，133～151.
10) 関谷 溥：浅間山の火山活動の解析（第3報） 験震時報 25 (1960)，71～81.
11) 佐藤良一郎：“数理統計学概説” 66 (1958).
12) 関谷 溥：浅間山の火山活動の解析（第4報） 験震時報 25 (1961)，121～130.

桜島の火山性微動について

京都大学理学部地球物理学教室 渡 辺 晃

(昭和 35 年 10 月 25 日発表—昭和 36 年4月 20 日受理)

On the Volcanic Micro-tremors of Sakura-jima.

Hikaru WATANABE
(Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University)

By using the seismometrical method, the volcanic micro-tremors of Sakura-jima were observed to investigate their nature and the positions of their epicentres on August 1960. During the observations the summit crater of the volcano kept the ordinary fumarolic state without any explosions.

The results of the observations and their analyses are as follows:

1) The later phases of volcanic earthquakes of shallow foci (B type earthquake, after Minakami *et al.*) and the volcanic pulsations of continuous trains (or micro-tremors) have the same properties in respect to the propagation direction and the mode of oscillation.

2) The micro-tremors oscillate in the directions of their propagation in the horizontal plane and their wave velocities are in the range of 0.4～0.8 km/sec. As their oscillations in the vertical plane are not evident in this study, it is not clear whether they propagate in a mode of the surface waves or propagate like the body waves.

3) By using the tripartite station method, the propagation directions of the micro-tremors are observed at the five stations surrounding the summit crater. From these results an epicentre of the micro-tremors is determined at the region near Kita-dake and three epicentres are also determined on the line of vents, as shown in Fig. 9. But the relation between the epicentres in each position is not evident in this study.

4) The periods corresponding to the peaks of the amplitude-period relations of both the micro-tremors and the later phases of deep focused volcanic earthquakes (A type earthquake, after Minakami *et al.*) range from 0.25 to 0.38 sec. On the other hand, each one of the frequency-period relations of the micro-tremors has two peaks at the respective periods ranging 0.19～0.24 sec. and 0.28～0.34 sec. and the same relation of the later phases of the A type earthquakes has only a peak, whose period is about 0.3 sec.

If the later phases of the A type earthquakes arise from an effect of the layer system of the observation stations, the shorter period corresponding to one of the peaks of the frequency-period relation of the micro-tremors (0.19～0.24 sec.) will represent the period of oscillation at the origin of the micro-tremors.

§1. まえがき

火山性地震および火山性微動の観測により，その震源の状態を調べ，波の性質を論じて，火山活動を研究することは，すでに多くの火山について試みられ，特に，阿蘇火山，浅間山については多くの論文が発表されている．桜島火山についてもこれらの研究が続けられ，その成果が期待されている．

桜島は，活動の規模や頻度において，最も注目すべき火山であり，有史後少なくとも四回に

わたる活動期には山腹に新しい火口を生じ多量の溶岩を流出したが，1955 年にはじまり，現在 (1960 年 8 月) もしばしば噴火をくり返している今回の活動は南岳火口に限られ，そのヴルカノ型噴火は浅間山のそれによく似ているといわれている[1].

従つて，比較的短期間の火山活動を予測するためには，火口に近い震動源の状態を調べ，噴火活動への過程をさぐることが大切である．このことから，火山活動の静穏な時期を選んで，1960 年 8 月中旬，約二週間にわたり，浅い火山性地震および連続的な火山性微動を対象にして観測を行ない，それらの震源の位置および波動の性質について調べた.

§ 2. 観測方法および計器

微動の伝播方向および速度を測定するために三点観測を行なつた．これは局地的な Noise や伝播方向の異なる波が混入する場合，各点における相の一致が不正確になるので，大きな誤差を生ずる慮がある．そのために一辺 100 m の正三角形の各辺上に 4 ～ 5 個の地震計をならべ，各地点で相が明瞭に一致する波のみを読みとり，三点観測によるこれらの誤差を最小にするよう努めた.

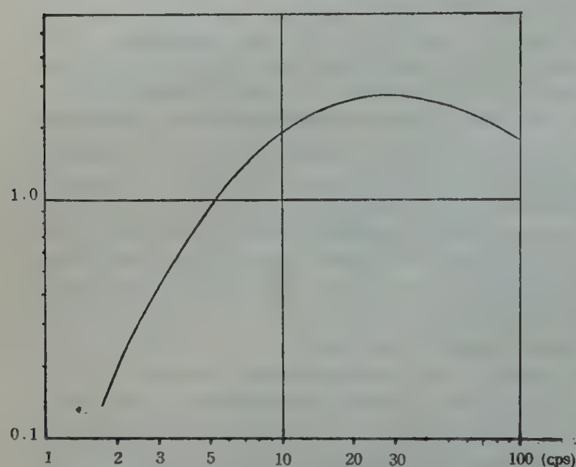


Fig. 1. Over all frequency responce of the seismograph.

振子は佐々式 C 型水平動地震計 (T_0 =0.5 sec.) を用い，これを E.T.L. の増巾器および三栄測器製の電流計 (T_0 =1/30 sec.) につないで，写真用ブロマイドに記録した．この記録装置の周波数特性 (Fig. 1) の peak は 27 cps であるから，微動の震動周期解析にあたつて，記録装置による trouble はほとんどないと考えられる．また微動の振巾を議論する場合は，倍率曲線 (Fig. 1) によつて正確に補正を行なつた.

観測点においては，記録装置の各成分の特性および感度をそろえるために，観測をはじめる直前に振子を一ヵ所に集め，それぞれ補正を行なつた．Fig. 2 および Fig. 3 は得られた火山微動の記録の一例である.

§ 3. 火山性微動の性質

観測期間中 (14th～24th Aug. 1960)，火山微動は非常に小さく，振巾は数ミクロン以下で

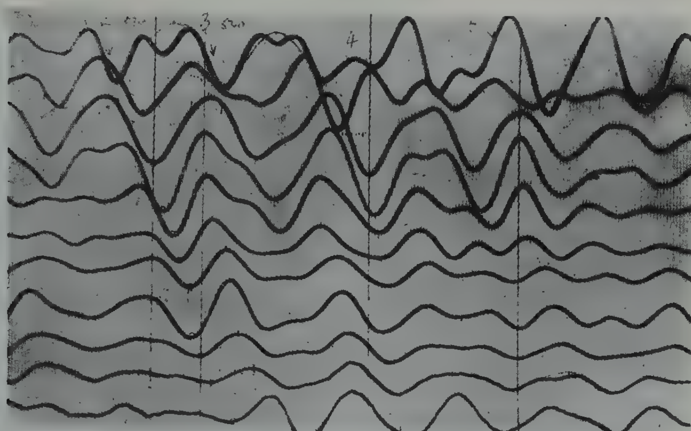


Fig. 2. An example of traces of the volcanic micro-tremors observed at Harutayama. (Time mark every 0.01 sec.)

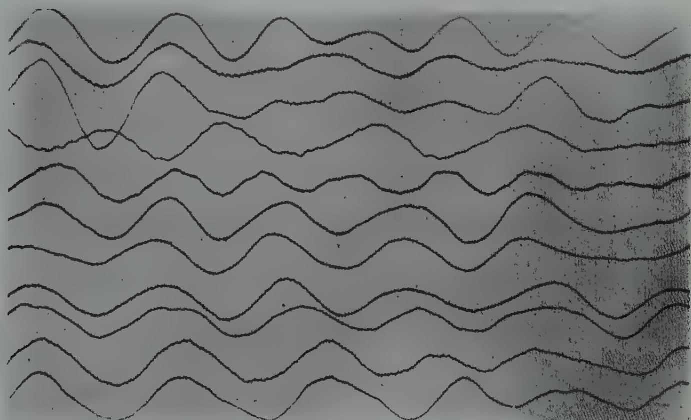


Fig. 3. An example of traces of the volcanic micro-tremors observed at Kurokami. (Time mark every 0.01 sec.)

あつたので，雑微動の小さくなる深夜の観測を行なつた．記録から火山性のものだけを選び出すには，その出現のようす，伝播方向，振動様式などに注目せねばならない．それらを確めるため最初に引ノ平の大正火口附近で一辺 100 m のほぼ正三角形の tripartite net を作り，観測を行なつた．地震計の配置およびその記録は Fig. 4 および Fig. 5 に示されている．

図中の H_1, H_3, H_5 または H_2, H_4, H_6 のそれぞれ三点で微動の伝播方向と速度を決め，更に一例として，H_1, H_2 の水平二成分で水平面上の軌跡を作ると Fig. 6 が得られる．図中の 0, 1, 2, ‥‥および a, b, c, ‥‥はそれぞれ記録 (Fig. 5) の山谷に対応する．また矢印で三点観測で求めた伝播方向および速度を示してある．

Fig. 5 の記録によつても明らかなように，一つの wave train の各波は進行するとともに波形が変化し，相の一致が困難になる場合もあるが，Noise に大きく乱されないときは，例え

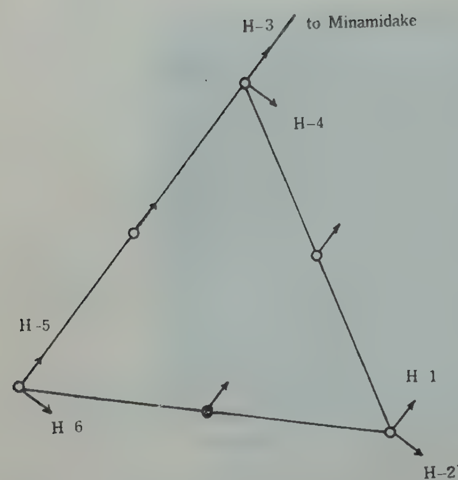
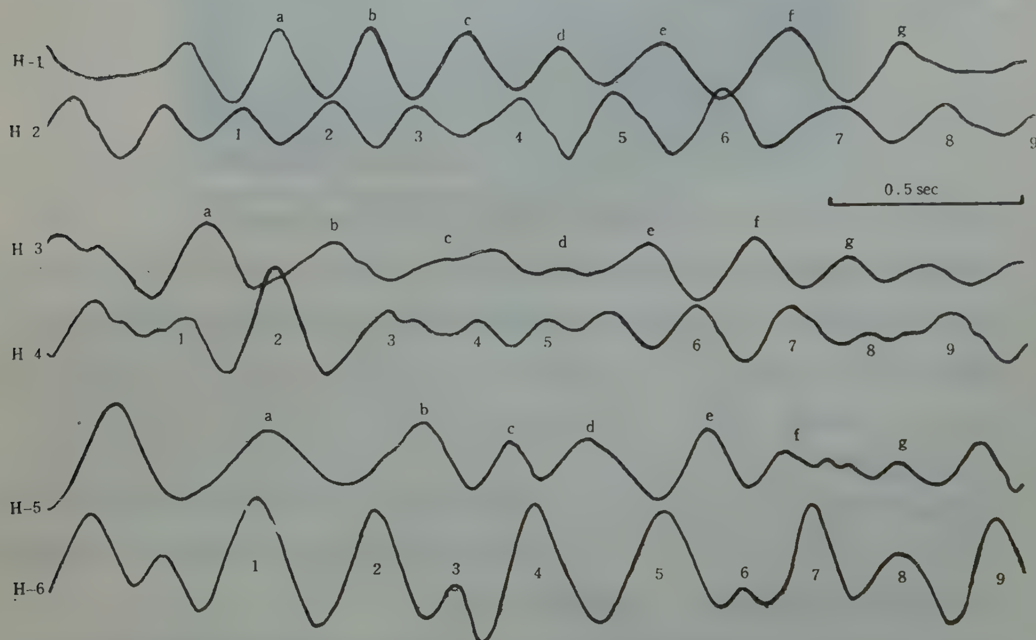


Fig. 4. Tripartite net. H_1, H_2, $\cdots$, H_6 are all Sassa C type horizontal pendulums.

ば，1～4の波のようにその伝播速度および振動方向はほぼ一定し，振動は進行方向（矢印の方向）を含む面内であることが分る．更に5～8に至る wave train の後半は Noise により，軌跡は乱され，伝播方向および速度もばらつきが大きくなつているので，このような波は今後，伝播方向および速度の解析には用いないことにした．

この観測により，火山性微動の伝播方向は予想に反し，南岳火口よりかなり北方へずれていることが分つた．また上下動成分の記録が得られなかつたので，微動の震動様式を決めることはできなかつたが，その伝播速度（500 m/sec. ca）や水平面上の軌跡によると，Rayleigh 型の震動をするように思われる．

火山性微動の出現のようすは，常時観測される雑微動と異なり，突然現れ次第に減衰してゆく場合が多かつたが，時には数十分も継続することがあつた．水上等によれば，浅い火山性地



Eig. 5. An example of traces obtained from the tripartite net shown in Fig. 4 at Hikinohira.

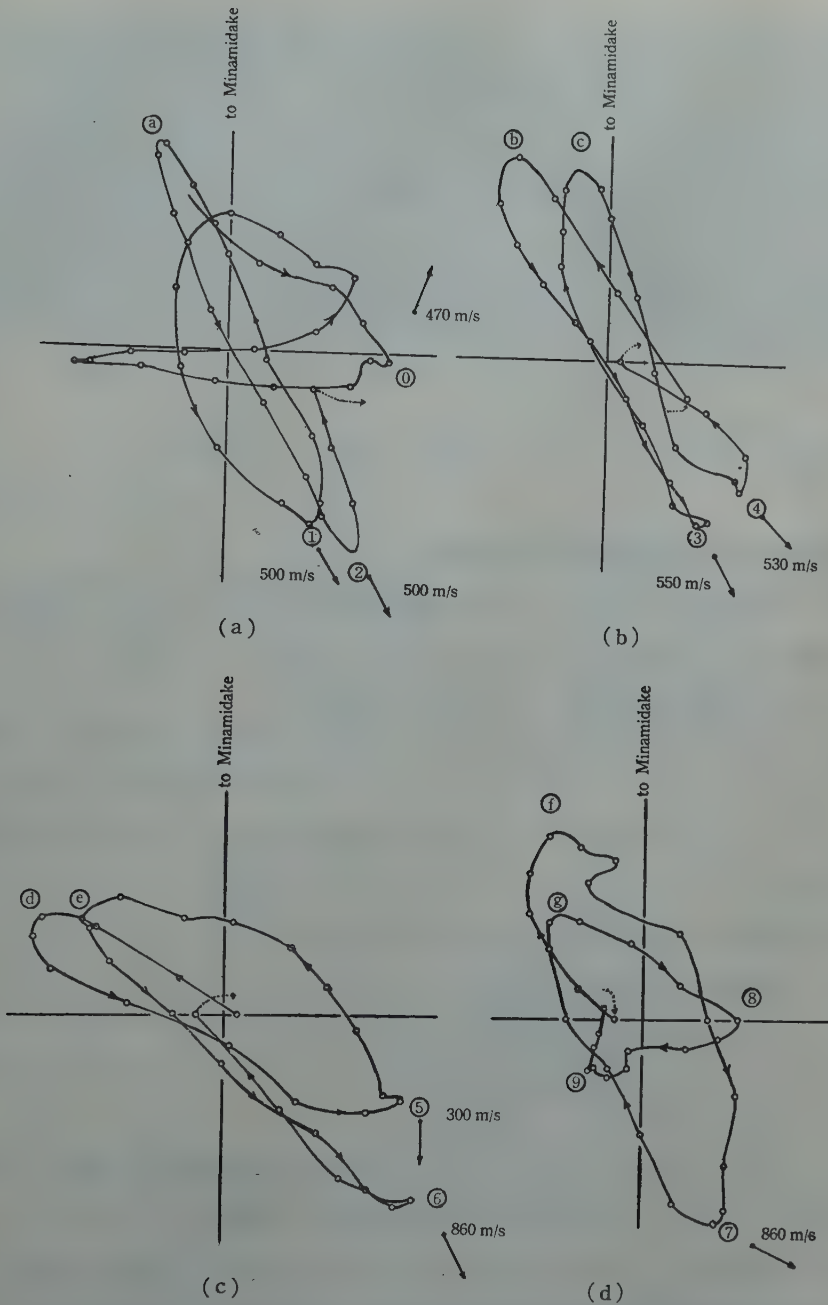


Fig. 6. Locus motions of the volcanic micro-tremors corresponding to the traces of H_1 and H_2 shown in Fig. 5.

震 (B 型) と連続微動とは多くの点で共通しているので[1]，これらを区別せず同様な解析を行なつた．Fig. 7 は引ノ平で行なつているルーチン観測で得られた記録の一例である．この規

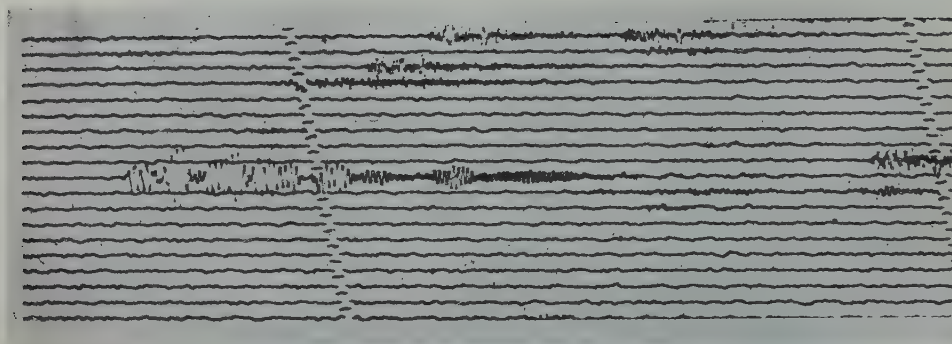


Fig. 7. A seismogram of the B type earthquake observed at Hikinohira (Time mark every minute).

則的な震動様式や発震の機巧については，他の論文で発表されるであろう．

§4. 火山性微動の震源位置および伝播速度

観測点および観測期間はそれぞれ，春田山 (14～15th Aug. 1960)，引ノ平 (16～18th)，黒神 (19～21th)，野尻 (22～23th)，高免 (24th) である．島内の以上の各観測点で，同様な観測をくり返し，火山微動の伝播方向および伝播速度を測定した．

観測期間中，微動の出現の頻度およびその振巾，周期などはほぼ一定であつたし，噴煙や噴火活動は観測されなかつたので，微動の震源位置およびその活動状態はほとんど変化しなかつたと考えられる．ゆえに各観測点で得られた伝播方向を延長すれば，その交点が震源位置であると推定される．

記録した微動の一つの wave train は 3～8 個の波によつてできているが，前節で述べたように相の一致が明瞭な波のみを読みとり，それらの平均値をとつて，方向および速度を一つの黒丸で示した．矢印は観測値（黒丸）の頻度分布の最大の方向にとり，その観測点での微動の伝播方向とした．Fig. 8 は各観測点での測定結果であり，Fig. 9 にこの結果より求められる震源位置をそれぞれ 0_1～0_4 で示してある．

Fig. 8 および Fig. 9 にみられるように，引ノ平を除く他の四点では，速度，方向ともに比較的ばらつきの大きいグループ (G-I) と観測値は少数であるが，ばらつきの小さいグループ (G-II) に分れている．この G-I は（引ノ平も含めて）北岳近傍の震動源 0_1 を示し，これが火山性微動の震源位置であると考えられる．次に G-II の方向をみると，それぞれの交点から，旧火口群がならぶいわゆる構造線 (A-A′) 上に別の震動源 0_2，0_3，0_4 が存在するかのようにみえる．この G-II を読みとつた wave train をみると，G-II は G-I より 1～5 秒遅れて記録されることが多いので，これらは 0_1 より出た微動の二次的な震動源になつているの

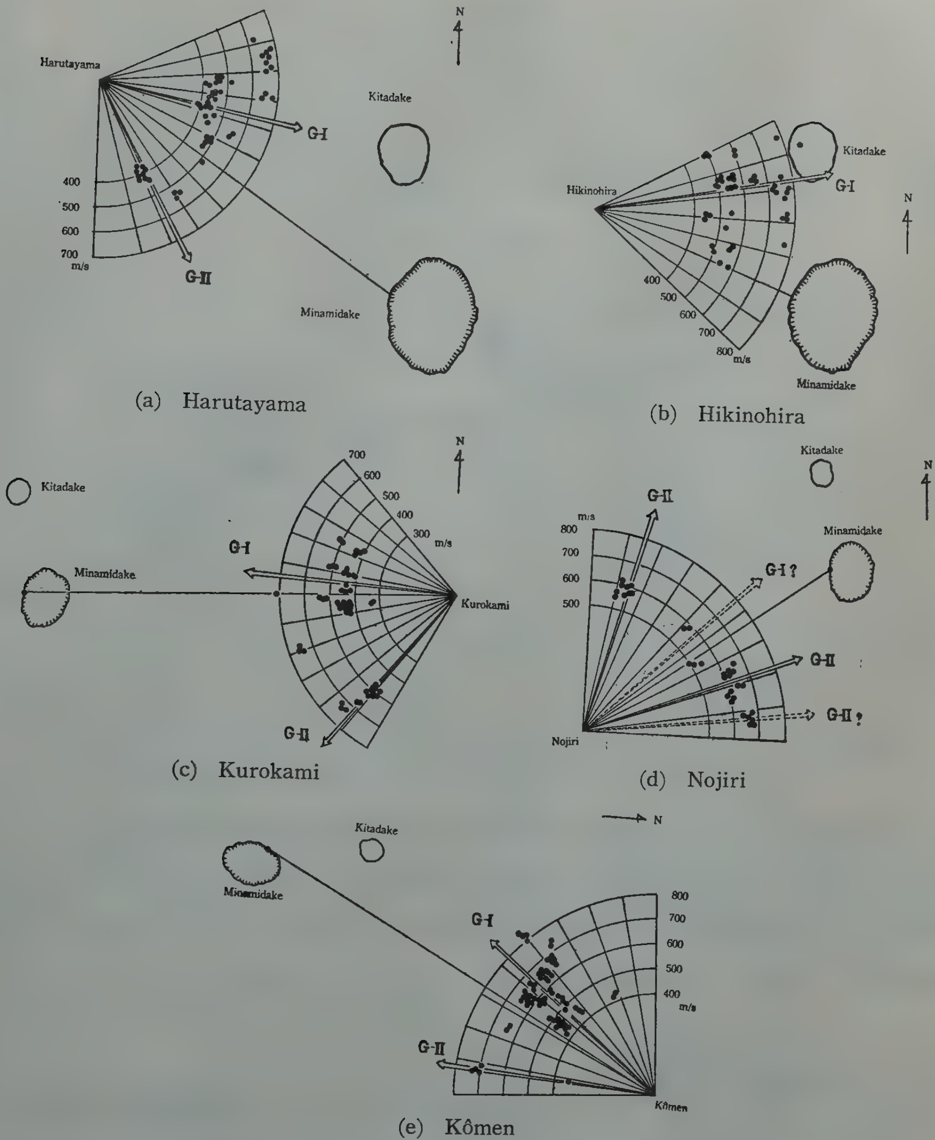


Fig. 8. Propagation directions and wave velocities of the volcanic microtremors observed at the five stations.

かも知れない.

野尻はこの構造線より南にある唯一の観測点であるが，Fig. 8 (d) にみられるように，0_1 方向の波 (G–I) は非常に少ないのに反して，0_2，0_3，0_4 方向の波 (G–II) は明瞭であることが注目される．今後更に多くの資料を得て，この構造線や旧火口群の波動論的な影響について調べたいと思つている.

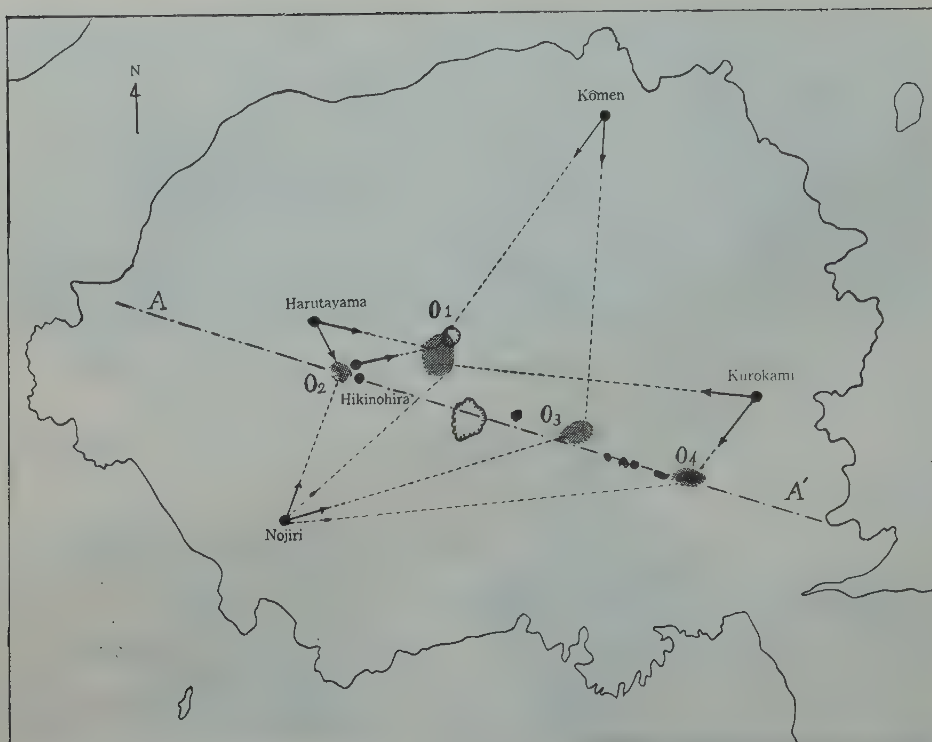


Fig. 9. Locations of the epicentres of the volcanic micro-tremors.

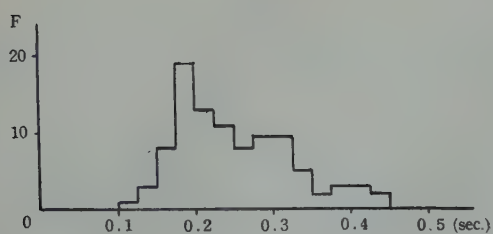
次に伝播速度について，震動周期との関係を作つたが明瞭な相関は得られなかつた．この観測方法および読み取りによる誤差は 10%以下に押さえられる．ゆえに 0.4～0.8 km/sec の大きなばらつきは震源の拡がりや波の性質に関連したものであると思われるので，次節の震動周期の解析とともにもう一度ふれたいと思う．

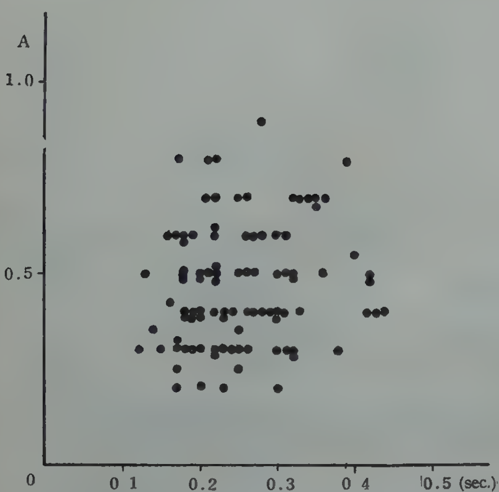
§ 5. 火山性微動の震動周期

各観測点で得られた記録について，震動周期解析を行なつた．これは伝播方向や速度を計算した波に限らず，一つの記録の全部にわたつてその周期および振巾を読みとつた．Fig. 10 は振巾および周期解析の結果である．

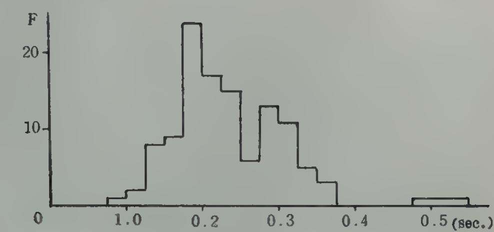
一般に振巾―周期分布および頻度―周期分布は波動の性質を統計的に分析するため，その分布のようすが議論されるが，この場合簡単のため，その分布の peak を与える周期（卓越周期）のみを考えることにする．

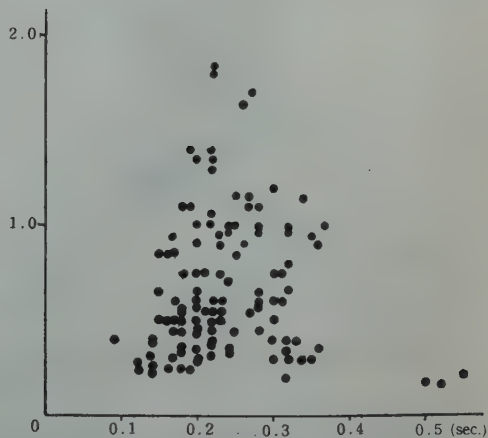
Fig. 10 にみられるように，各観測点での頻度―周期分布にはそれぞれ二つの peak があり，その周期はそれぞれ 0.19～0.24 sec. (F_1) および 0.28～0.34 sec. (F_2) である．これに反



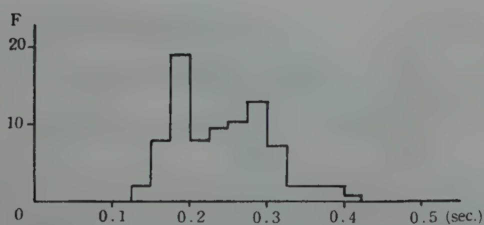


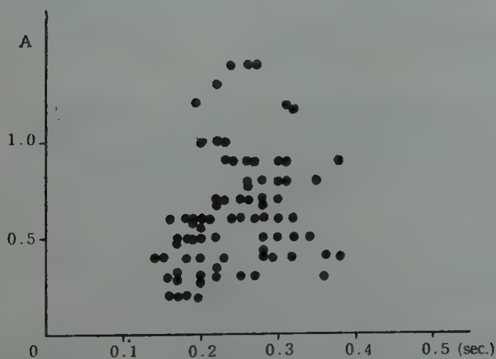
(a) Harutayama



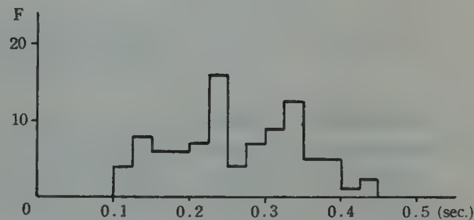


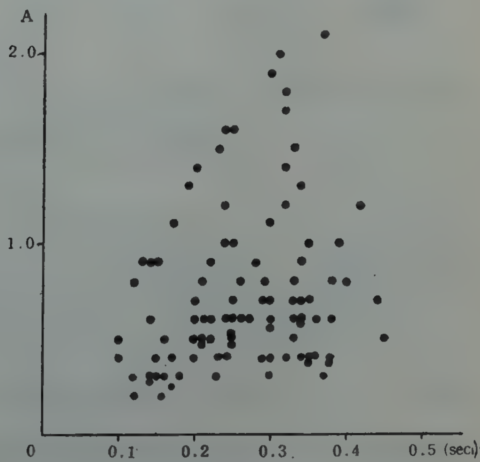
(b) Hikinohira





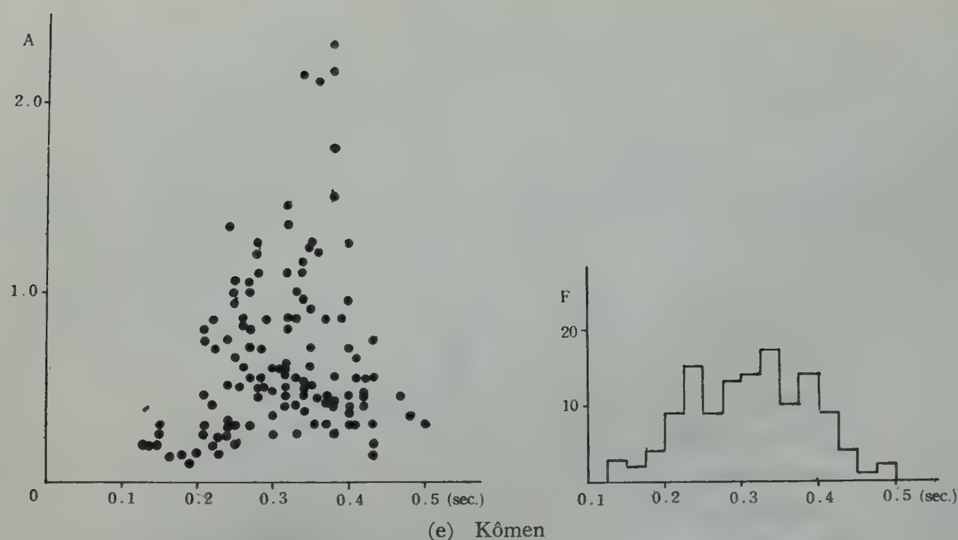
(c) Kurokami





(d) Nojiri

Fig. 10. Frequency-period relations and amplitude-period relations of the volcanic micro-tremors observed at the five stations.



(e) Kômen

Fig. 10. (continued) Frequency-period relations and amplitude-period relations of the volcanic micro-tremors observed at the five stations.

Table 1. The periods corresponding to the maximums of the frequency-period relations (F_1, F_2) and the amplitude-period relations (A) of the volcanic micro-tremors.

	F_1 (sec.)	F_2 (sec.)	A (sec.)	Distance from the Origin (km)	Date of observation
Harutayama	0.19	0.30	0.30	1.8	14～15th Aug. 1960
Hikinohira	0.19	0.28	0.25	1.3	16～18th
Kurokami	0.19	0.28	0.26	4.5	19～21th
Nojiri	0.24	0.34	0.34	3.3	22～23th
Kômen	0.24	0.34	0.38	4.0	24th

して振巾—周期分布には peak は一つのみで，各観測点で 0.25 sec から 0.38 sec の範囲にばらついている (A)．各観測点での卓越周期は震源距離および観測期間とともに Table 1 にまとめてある．

一般に波動論的立場より考えられるように，震動源の震動周期特性を $P(\omega)$ とし，波動の path および観測点の地層構造による Filter 特性を $Q(\omega)$，記録装置の周期特性を $R(\omega)$ とすると，得られた記録の周期特性 $A(\omega)$ は

$$A(\omega)=P(\omega)\cdot Q(\omega)\cdot R(\omega) \quad \left(\text{ただし}\ \omega=\frac{2\pi}{T} \quad T\text{: 周期}\right)$$

で表わされる．このうち $R(\omega)$ は記録にその特性による補正を行なえば除外できるので，$Q(\omega)$ が明らかにされれば震動源の周期特性 $P(\omega)$ が求められる．このような地層構造の影響は火山

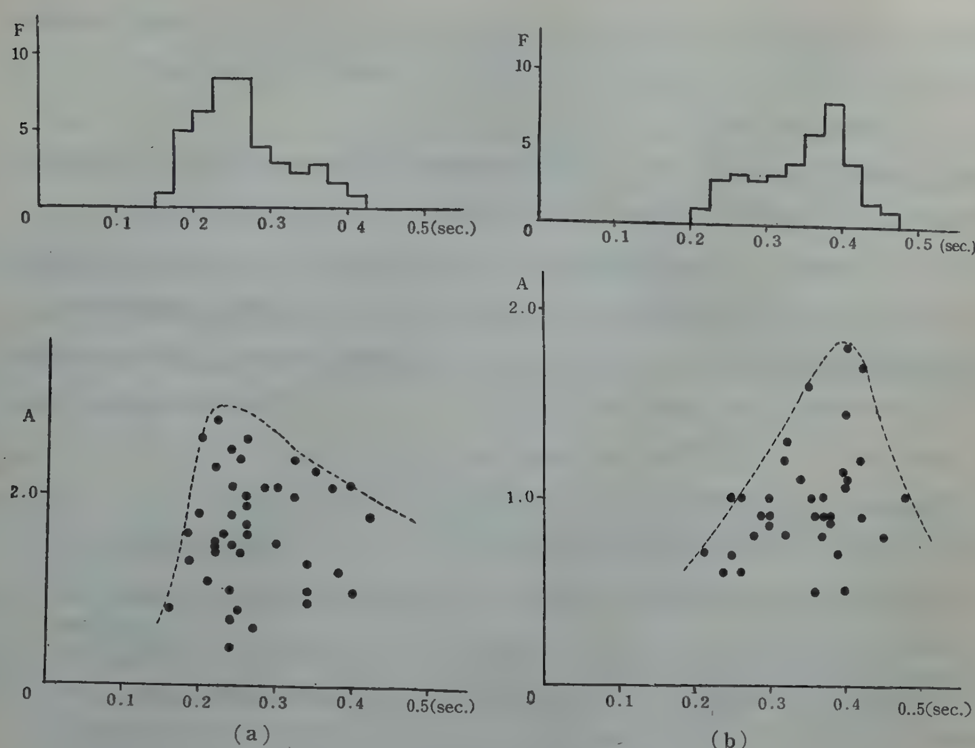


Fig. 11. Frequency-period relations and amplitude-period relations of the A type earthquakes observed at Hikinohira (a) and Kômen (b).

性微動についても同様に考えねばならないので，火山性微動の震源とその位置および震動様式の異なる深い火山性地震（A 型）について，引ノ平および高免で観測した二例を同様な方法で震動周期解析を行なつた．Fig. 11 および Table 2 に示したこの結果をみると，頻度分布および振巾分布は等しい卓越周期を示し，火山性微動によつて得られた振巾分布の卓越周期（A）（Table 1）と全く等しい．また頻度分布の F_1 に相当する卓越周期は存在しないことが分つた．更に Table 1 をみると，F_1 は 14 日より 21 日まで，春田山，引ノ平，黒神の各観測点において 0.19 sec で一定しており，わずかな微動の増加につれて，22 日より 24 日までの野尻，高免における観測では 0.24 sec に伸びている．これに対しては F_2 はこのような時間的変化よりもむしろ，よく経験される常時微動の卓越周期に近く，Table 2 の A 型地震の卓越周期と同様に地層構造の周期特性を表わしているように思われる．次に火山微動および A 型地震の振巾分布における卓越周期（A）は

Table 2. The periods corresponding to the maxima of the frequency-period relations and the amplitude-period relations of the A type earthquakes.

	F_1	F_2 (sec.)	A (sec.)
Hikinohira	—	0.25	0.25
Kômen	—	0.38	0.38

Table 1 および Table 2 にみられるように全く等しいので，これは F_2 と同様に地層構造の影響であると考えられる．一般に，短周期の波ほど振巾の減衰が大きいので，振巾分布に F_1 に相当する卓越周期が明瞭でないことが説明できるであろう．

結局，頻度分布の卓越周期（F_1）は震動源の周期特性 $P(\omega)$ を表わし，F_2 および振巾分布の卓越周期 A は地層構造の周期特性 $Q(\omega)$ を表わすものであると推察される．

次にこれらの微動は，いかなる震動を行ない，どの様な伝播をするのであろうか．常時微動についてはすでにいくつかの研究があり，その卓越周期によつて地層構造の震動周期特性，すなわち地盤の固有周期が決まるといわれている[2]．更に地震波の通過による震動の卓越周期についても微動の場合と同様な結果が得られている[3)4]．このような固有震動は地層中での体実波の重復反射にによつて定常震動が起る結果であると考えられている．しかし §3 で述べたように，微動のある部分は伝播性をもち，その震動様式からも表面波的性質をもつているように考えられる．前節で求めた速度を表面波の伝播速度であるとすれば，複雑な地層構造を仮定し，さまざまな波長をもつた表面波を考えねばならない．また実体波の重復反射を仮定すれば，震源の深さを変えて種々の入射角を考えると，速度のばらつきが説明できるかも知れない．しかし震源域の拡がりや地層構造のくわしい資料が得られていない現在，簡単に結論の下せない問題である．

§6. ま と め

1960 年 8 月 14 日より 24 日にわたる今回の観測は，前述のように火山活動の静穏な時期であつたので，同年 9 月に入つてからの噴火活動の直前の状態について調べることができた．この観測によつて得られた主な結果は次の通りである．

1) B型地震と連続的火山微動は，その伝播方向，速度および震動周期の解析においてほぼ同様な結果を示した．すなわちB型地震が頻発すれば連続的微動と見倣されるのではないかと思われる．

2) 水平面上の波の軌跡をみると，伝播方向を含む面内の震動をする．上下動成分を記録しなかつたので，すぐに Rayleigh 波であると結論できないが，火山微動の一部は地層構造の周期特性に影響されることが確められた．

3) 火山微動の震動源は現在活動している南岳より少し北方へずれて，北岳近傍のかなり広い範囲にわたつている (Fig. 9)．また，構造線上 (A—A′) に，二次的な震動源が存在するように思われるが，これらの波動論的考察は次の機会にゆずりたい．

4) 各観測点の震動周期解析によると，振巾—周期分布の卓越周期 (A) は 0.25 秒より

0.38 秒にばらつき，各点での震源よりの距離および観測期間との間に，はつきりした相関はみられない．次に頻度分布を調べると，周期 0.2 秒前後 (F_1) と 0.28〜0.34 秒 (F_2) の二つの peak がみられる．この F_1 は，場所に関係なく，火山活動とともに時間的に変化し，F_2 は A とともに地層構造の周期特性によつて決められるものである．ゆえに火山微動の震動源での卓越周期は 0.2 秒前後であり，地層構造の filter 特性を通してみた卓越周期 (A) をそのまま震動源の状態と結びつけるのは適当でないように思われる．

終りに，終始，御指導，激励下さつた佐々憲三教授に深く感謝し，同時に観測に御助力を惜しまれなかつた防災研究所の藤原，西両氏をはじめ，江頭，島田，小野，田中の各氏にお礼を申し上げる．

文　　献

1) 水上，茂木，平賀，宮崎：桜島の爆発的噴火と同火山に発生する地震の研究（I）．火山，第2集第2巻 77〜90,

2) K. KANAI, T. TANAKA and K. OSADA: Measurement of the Micro-tremor I B. E. R. I. 32 (1954) 199.

3) S. OMOTE, S. KOMAKI and N. KOBAYASHI: Earthquake Observations in Kawasaki and Turumi Areas and the Seismic Qualities of the Ground. B.E.R.I. 34 (1956) 335.

4) K. KANAI, K. OSADA and S. YOSHIZAWA: Observational Study of Earthquake Motion in the deep of the Ground V. B.E.R.I. 82 (1954) 361.

活火山性温泉活動と水素同位体組成の偏り

北 海 道 登 別 温 泉 活 動

通産省工業技術院
地質調査所地球化学課 室　住　正　世

(昭和 36 年5月 13 日発表―昭和 36 年5月 25 日受理)

Isotopic Composition of Hydrogen and Variation of Volcanic Hydrothermal Activity

Noboribetsu Hot Spring, Hokkaido, Japan

Masayo MUROZUMI
(Geological Survey of Japan)

It bears an important meaning in considering the evolution of the earth crust and the development of the ocean to clarify the characteristics of isotopic composition of the hydrogen in the earth crust or in magma, and compare them with that of fresh and oceanic water. The isotopic composition of the hydrogen exhaled onto the surface from the depth through volcanic hot springs is considered to show the original composition in the magma, in more un-contaminated form than the case of fresh or oceanic water.

In this paper, the result of analyses of the isotopic composition of the hydrogen exhaled by volcanic hydrothermal activity at Noboribetsu, one of the most typical volcanic hot springs in Japan, is described. It is found that the protium in the hot spring shows higher ratio than in fresh water, and that the isotopic composition of the hydrogen varies with the variation of hydrothermal activity. It is considered that this variation in isotopic composition of the hydrogen is closely related to boiling phenomenon of the hydrothermal water.

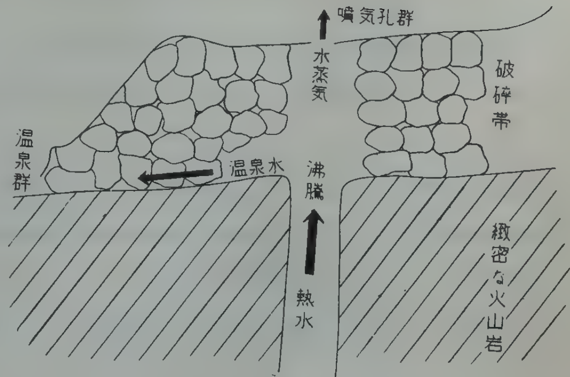
概　　要

火山や活火山性温泉活動によつて放出される水素の同位体組成は，地殻や岩漿内の水素の組成を知る手がかりともなるがまた火山活動やそれにひきつづく温泉活動を解析するために必要な資料でもある．本報では，活火山性温泉活動の典型的なものである北海道登別の活動によつて放出される水素の同位体組成が海水や淡水に比較して Protium に富むこと，水素の同位体組成が温泉活動の消長によつて変化をうける新しい事実を見出し，その原因が地下における熱水の沸騰現象に関連していることを述べる．

登別における **Protium** と **Deuterium** の分配

登別の温泉活動[1] は倶多楽火山活動につづくもので活火山性起源の典型的なものであるが，現在では地下深所より上昇してくる高温高圧の熱水によつてエネルギーと物質とが供給されている．第1図は登別温泉活動の構成を模式的に示したものである．高温高圧 (200～240°C,

15～35 atm) の源熱水は地下より上昇し地下浅所の破砕帯ないし空洞において沸騰し断熱膨張しておよそ 100°C の熱水と水蒸気に分離して後，水蒸気は高所にはこばれ爆裂火口内の噴気孔より放出されるが熱水は破砕帯内を流下してこの地域の低所より中性食塩泉となつて湧出する[2)]．この沸騰現象によつて水蒸気相は Protium を濃縮し (100°C における平衡恒数 1.026)，一方熱水相は Deuterium を賦加されることとなる．この際，CO_2，H_2S 等の揮発成分は水蒸気相に移行し Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，Cl^- 等の可溶成分は熱水相に残存することとなる．



第1図　登別温泉の構成，模式図

沸騰前の源熱水の Protium，Deuterium および各化学成分の濃度は，全湧出口，全噴気孔における測定資料によつて式1により求めることができる．

$$C=\{\sum v_l c_l+\sum v_s c_s\}/\{\sum v_l+\sum v_s\} \qquad (1)$$

この式で，

C：　源熱水中の Protium，Deuterium および化学成分濃度

v_l：　各温泉湧出口における湧出量

v_s：　各噴気孔における水蒸気量の液態換算値

c_l：　各温泉の Protium，Deuterium および化学成分濃度

c_s：　各噴気孔における Protium，Deuterium および化学成分放出量を v_s 中に換算したもの

すなわち（1）式の右辺第1項は温泉水により第2項は水蒸気によつて地上に放出される物質量を表わし分母は源熱水量を示している．第1項の値は化学成分については天候気象の外的条件によつて全く影響をうけないが，第2項は雨水降雪による汚染作用をいちぢるしくうけることが知られている．Protium についても，したがつて，第1項は地表水の汚染をうけないと考えられる．

（1）式の C を連続的に求め温泉活動の消長と関連づけることははなはだ興味ある課題であるが，v_l，v_s，c_l，c_s 等の値を登別全域にわたりかつ連続的に観測することは困難であるから，研究の初段階として代表的な温泉湧出口で Deuterium の値の連続観測を行なつた．

さて登別の活動は既に報告したように，昭和 25 年前後にわたり活動度に著しい消長を示し

た．第2図は，活動の消長に際して Deuterium の濃度が変化する模様を示したものである．Cl^- 濃度の連続観測によつて消長の惹起が予知できること，化学成分の濃度および組成の変化の原因については既に詳報してある．本報では活動の消長と重水素濃度の関連性についてのべる．

源熱水の沸騰現象において，水蒸気相と熱水相の気液二相間に Protium と Deuterium の交換平衡が温度に応じて成立すれば Protium/Deuterium は水蒸気相で，Deuterium/Protium は温泉水においてそれぞれ源熱水の値より大きくなる．たとえ交換平衡が完全には成立しなくとも気相中の Protium/Deuterium は液相中の値より大きくなると考えられる．したがつて（1）式を完全に解くことによつて求められる源熱水の Deuterium 濃度は c_l よりは小であり c_s よりは大きくなる．源熱水の Deuterium 濃度を近似的に c_l であらわすとすれば，真の値よりは常により大きく表わされることとなる．第1表は中性食塩泉 No. 29 の Deuterium 濃度の観測結果である． No. 29 泉は化学成分濃度が最も高いもので沸騰現象の影響を最もうけ，Deuterium 濃度も中性食塩泉中で最大と考えられるものである．

第1表 北海道登別の温泉活動の消長にともなう，熱水の重水素濃度の変化

試料採取日	図番の号	重水素濃度（偏差%）	塩素イオン濃度（g/l）
1952年2月5日	1	−1.33	4.50
10. 11	2	−0.27	3.89
1953. 3. 11	3	+1.73	3.45
5. 25	4	−0.52	3.37
8. 6	5	−0.25	3.39
10. 12	6	+0.70	3.24
10. 23	7	+1.41	3.23
12. 2	8	+1.29	3.12
1954. 3. 8	9	+1.40	2.83
5. 22	10	+1.29	2.84
7. 13	11	+0.91	3.06
9. 13	12	+0.54	3.12
9. 17	13	+0.34	3.19
10. 21	14	+2.29	3.29
11. 20	15	+1.54	3.27
12. 2	16	−0.16	3.38
12. 4	17	+2.27	3.35
1955. 2. 8	18	+0.13	3.50
2. 16	19	+2.89	3.50
3. 25	20	−0.26	3.62
4. 2	21	+1.40	3.63
5. 6	22	+1.46	3.71
7. 30	23	+3.32	3.85
8. 22	24	0.00	3.87

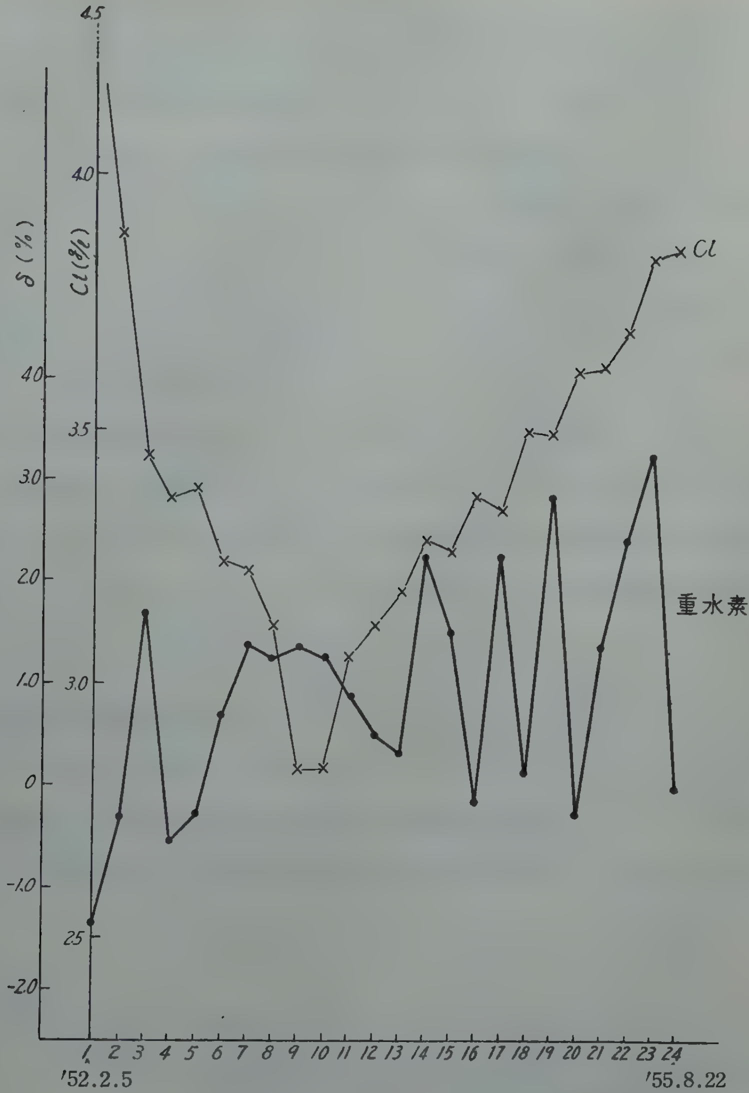
$$\text{偏差\%} = \frac{\left(\begin{array}{c}\text{温泉水中の重}\\\text{水素原子\%}\end{array}\right) - \left(\begin{array}{c}\text{標準東京水道水}\\\text{の重水素原子\%}\end{array}\right)}{(\text{標準東京水道水の重水素原子\%})} \times 100$$

測定誤差 ±0.05

第1表および第2図から次のことがわかる．

1) 温泉水中の水素同位体の組成は温泉活動の消長にともなつて著しい偏りを生じていること．

2) 活動期には中性食塩泉の Deuterium 濃度は東京水道水より小さくなる．したがつて源熱水の Deuterium 濃度は，淡水の Deuterium 濃度より小さいと考えられる．衰退期には中性食塩泉のD濃度は東京水道水より大き



第2図　登別温泉活動の消長に伴なう重水素濃度の変化（第1表参照）

くなるが，この際源熱水の Deuterium 濃度が淡水より大きくなるかどうかは明かでない.

3)　中性食塩泉の Deuterium 濃度は単時間中にも変動し，特に衰退期にはこの変動が著しく，温泉活動系が Deuterium 濃度について平衡，均質状態にないか，または Deuterium 濃度の偏りを生じやすい状態にあると考えられる.

登別温泉活動において水素同位体組成はこのような偏りを生じているが，その理由としては，源熱水の濃度が常に一定として地上近くにおける原因は次のように考えられる．温泉活動

が定常状態に維持されている際には，第1図の源熱水の沸騰水面はある適当な高さにあつて温泉水と水蒸気の分離が平衡を保ち，Deuterium を賦加された温泉水は湧出口群に流下し水蒸気は Protium を濃縮して噴気孔より放出される．ところが温泉活動が激しくなると，すなわち源熱水の湧出量が増大すると沸騰水面は上昇し遂には地獄谷爆裂火口底に近づくようになる．このような場合には源熱水は破砕帯ないし空洞内においては充分に沸騰現象をうけることなく，いわば生のままで中性食塩泉の湧出口に供給されるようになるから，中性食塩泉には Deuterium の賦加が少ないと考えられる．一方衰退期になつて熱水量が減少すると沸騰水面が低下し，空洞内において沸騰現象が充分おこり Deuterium を賦加された温泉水が湧出口群に供給されると考えられる．すなわち，中性食塩泉の Deuterium 組成の偏りは，温泉活動の消長に伴なう源熱水の沸騰現象の状態変化に起因するものであると考えられる．以上の考察では源熱水の Deuterium 濃度は常に一定と仮定したが，地下深所における源熱水生成の機構において，源熱水中の Deuterium 濃度が変動することも考えられるから第1表及び第2図に示される Deuterium 濃度の偏りは，地下浅所と深所の原因が重複して生じたものであろう．地下深所に原因をもつ Deuterium 濃度の変動は（1）式の解を長期にわたり続けることによつて解明されるが，第2項の資料の不足で本報では触れ得ない．

本研究を行なうにあたり北大理学部太秦康光，福富孝治，石川俊夫教授の御指導をうけた．水素同位体組成の測定は東京都立大学理学部千谷利三研究室の堀部純男助教授，小早川美津子氏の手をわづらわした．北大登別病院斎藤省三教授，登別温泉株式会社より試料採取にあたり多大の御協力を与えられた．東京都立大学理学部半谷高久助教授より助言をいただいた．厚く御礼申し上げる．

参 考 文 献

1) 鈴木 醇・石川俊夫・石橋正夫: 北海道地質案内書 (1943).
2) 福富孝治・藤木忠美: 北海道大学理学部紀要 3巻 (1953).
室住正世: 地学雑誌 68巻 (1959) 1, 69巻 (1960) 18, 67.
太秦康光・室住正世: 日本化学会誌, 76巻 (1955) 844, 848, 852, 77巻 (1956) 264.

講演題目

1961年春季大会講演題目

日時　1961年5月11～13日
会場　国立科学博物館

5月11日（木）（9.00～12.00）

1. 伊豆大島の寄生火山分布と活動様式について（15分）　東大教養　中村　一明
K. Nakamura: On the distribution and activity of parasitic craters and dykes of Ôshima Volcano, Izu.

2. 子持火山の放射状岩脈（10分）
群馬沼田高　久保　誠二
群馬大学芸　新井　房夫
S. Kubo and F. Arai: Geology of Komoti Volcano.

3. 神津島天上山火山の噴火様式（15分）
地質調　一色　直記
N. Isshiki: Mode of eruption of Tenjō-san Volcano, Kōzu-shima, Izu.

4. 豆灰石の生成について（15分）
岐阜大学芸　河井　政治
M. Kawai: A petrographical note on the volcanic ash-pisolite around Mizuami.

5. 二，三の火山の活動型式（15分）
北大理　石川　俊夫
T. Ishikawa: Types of activity of some volcanoes.

6. 九重，由布，鶴見火山附近の地質と岩石（15分）　地質調　小野晃司，髙橋　清
倉沢　一
K. Ono, K. Takahashi and H. Kurasawa: Geology of and around Kujū, Yufu and Tsurumi Volcanoes.

7. 高原火山について（15分）
東北大理　池島柳一，青木謙一郎
R. Ikeshima and K. Aoki: Geology and petrology of Takahara Volcano, northeastern Japan.

5月11日（木）（13.00～17.00）

8. 熊野酸性岩類（予報）（15分）
東大理　°荒牧　重雄・深田地研　羽田　忍
S. Aramaki and S. Hada: Kumano acidic rocks—preliminary report.

9. 複合カルデラに関する一考察（15分）
松本　唯一
T. Matumoto: A view on the mode of formation of some calderas.

10. 縞状軽石の成因（15分）　金沢大理　山崎　正男
M. Yamasaki: Origin of banded pumice.

11. 舳倉島の地質と岩石（15分）
金沢大　山崎正男，中西信弘，紿野義夫
京　大　石田　志朗
地質調　坂本　亨
M. Yamasaki, N. Nakanishi, Y. Kaseno, S. Ishida and T. Sakamoto: Geology of Hekura Island, north of the Noto peninsula.

12. 本邦諸火山の火砕流堆積物（15分）
東大震研　村井　勇
I. Murai: Pyroclastic flow deposits of various volcanoes in Japan.

13. 浅間火山の異質抛出岩類（其二）（10分）
東大理　荒牧　重雄
S. Aramaki: Accidental ejecta of Asama Volcano. Part 2

14. 長崎県上五島の火山岩類の化学的性質（15分）　地質調　倉沢　一，高橋　清
H. Kurasawa and K. Takahashi: Petrology and chemistry of the volcanic rocks from Kami-goto Islands, Nagasaki Pref., Southwest Japan.

15. 北海道主要温泉の火山学的考察（15分）
北大理　石川　俊夫
T. Ishikawa: Volcanological considerations on the main hot springs in Hokkaido.

16. 隠岐島後の地質とアルカリ岩の分化について（15分）　東大理　内水　護
M. Uchimizu: Geology and petrology of Dogo, Oki Islands.

17. 本源 basalt magma の成因および basalt の成因的分類（15分）
東大理　久野　久，久城育夫

H. Kuno and I. Kushiro: Origin of primary basalt magma and classification of basaltic rocks.

18. Nepheline-Diopside 系の岩石学的意義 (15分) 東北大教養 八木 健三
カーネギー研 J.F. Schairer, H.S. Yoder Jr.
K. Yagi, J.F. Schairer and H.S. Yoder Jr.: Petrogenic significance of the system nepheline-diopside.

19. グリーンタフ地域における中新世玄武岩類の変質相 (15分) 新潟大理 茅原 一也
K. Chihara: Alteration facies of some Miocene basalts in the "Green Tuff Region".

5 月 12 日 (金) (9.00～12.00)

岩石の力学的性質に関するシンポジウム

20. 総論 (Creep を含む) (15分)
名大理 飯田 汲事
K. Iida: General aspect on the mechanical properties of rocks.

21. 高圧下の性質 (20分) 京大理 松島 昭吾
S. Matsushima: The mechanical properties of rocks under high pressure.

22. 高温下の性質 (20分) 九大理 下鶴 大輔
D. Shimozuru: Elastic properties of rocks under high temperatures.

23. 岩石の破壊・強度 (20分)
東大震研 茂木 清夫
K. Mogi: Fracture strength of rocks.

24. 800～1400°C 間の火山岩の粘性 (20分)
北大理 村瀬 勉
T. Murase: Viscosity of volcanic rocks at temperatures between 800° and 1400°C.

25. 総括 (20分) 名大理 飯田 汲事
K. Iida: Summary on the mechanical properties of rocks.

5 月 12 日 (金) (13.00～16.00)

26. マグマの発生, 上昇・分化・固化・爆発のメカニズムの物理的考察 (1) (15分)
名大理 島津 康男
Y. Shimazu: Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magma.

27. 青ヶ島火山の磁気異常について (10分)
水路部 杉浦邦朗, 川村文三朗
K. Sugiura and B. Kawamura: On the geomagnetic anomaly on the volcanic island "Ao-ga-sima".

28. 伊豆諸島附近の磁気異常について (10分)
水路部 杉浦 邦朗
K. Sugiura: On the geomagnetic anomalies in the adjacent sea of "Izu Islands".

29. Air-borne Magnetometer による大島およびその周辺の磁気異常の測定結果について (15分) 東北大理 加藤愛雄, 高木章雄
東北大工 松尾正之
Y. Kato, A. Takagi and M. Matsuo: Geomagnetic survey on Oshima Island area by aircraft.

30. 伊豆大島における局地的磁気異常 (15分)
東大地震研 行武 毅, 棚岡 巌
T. Yukutake and I. Tanaoka: The local anomaly of the geomagnetic field in Oosima Island.

31. 伊豆大島熔岩による古地磁気学 (15分)
東大地震研 行武 毅
T. Yukutake: Archaeomagnetic study on the volcanic rocks in Oosima Island, Japan.

32. 岩石の熱衝撃破壊について (10分)
東大地震研 上田 誠也
S. Uyeda: On the thermal shock fracture of rocks.

33. 火山岩の弾性温度変化と熱膨張の測定(続報) (15分) 名大理 飯田汲事, 熊沢峰夫
K. Iida and M. Kumazawa: Measurements of the thermal expansion and the elastic wave velocities of volcanic rocks at high temperature (II).

34. 噴気現象の考察 (火山の噴煙) (15分)
北大理 清野 政明
M. Seino: Volcanic smoke treated as convective flow.

5 月 13 日 (土) (9.00～12.00)

35. 桜島の地盤変動について (続) (10分)
京大防災研　吉川　圭三
K. Yoshikawa: On the crustal deformation of the volcano Sakurajima.

36. 熔岩流の運動 (その 1, その 2) (15分)
北大理　横山　泉
I. Yokoyama: Motions of lava-flow (parts I and II)

37. カルデラ噴出物のバランス・シート (10分)
北大理　横山　泉
I. Yokoyama: A balance-sheet of volcanic ejecta from calderas.

38. 浅間山の火山活動の解析 (5) (15分)
軽井沢測　関谷　溥
H. Sekiya: An analysis of volcanic activity of Mt. Asama.

39. 霧島火山群に発生する地震について (15分)
東大震研　水上武, 平賀士郎, 宮崎　務
T. Minakami, S. Hiraga and T. Miyazaki: The recent seismic activity in and near the Kirisima volcano group.

40. 火山性地震の偶発性と誘発性 (15分)
気象庁　田中　康裕
Y. Tanaka: Contingency and inductivity of occurrence of volcanic earthquakes.

41. 火山活動に関係する地震の研究 (10 報) (15分)
気象研　木沢　綏
T. Kizawa: A Study of earthquakes in relation to volcanic activity (10).

42. レーリー波位相速度, 爆破地震動および重力から見た大陸と日本の地下構造の比較 (15分)
東大震研　安芸　敬一
K. Aki: Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves and the Bouguer gravity anomaly.

5 月 13 日 (土) (13.00～17.00)

43. 第三種火山性微動について (15分)
京大理　久保寺　章
A. Kubotera: The 3rd-kind volcanic micro-tremor of Volcano Aso.

44. 阿蘇火山における短周期火山性微動について (15分)
京大防災研　菊池　茂智
S. Kikuchi: On the short period volcanic micro-tremors at Volcano Aso.

45. 阿蘇火山第一種微動について (15分)
京大理　加茂　幸介
K. Kamo: On the 1st volcanic micro-tremors at Volcano Aso.

——休　憩——

46. 1961 年霧島火山地方の地震による噴気孔ガス, 温泉水の化学組成の変化 (15分)
東工大　岩崎岩次, 小沢竹二郎
鹿児島大　鎌田政明, 大西　富雄
I. Iwasaki, T. Ozawa, M. Kamada and T. Onishi: Variation of chemical composition of fumarolic gases and hot spring waters in Kirishima volcanic region.

47. 活火山性温泉活動の消長と水素同位体組成の偏り (15分)
地質理　室住　正世
M. Murozumi: Isotopic composition of hydrogen and variation of volcanic hydrothermal activities.

48. 火成岩中の揮発性成分 (15分)
東工大　吉田　稔
M. Yoshida: Volatile components in igneous rocks.

49. 三原山における火山灰浸出水の化学成分 (15分)
都立大　野口喜三雄, 神谷　宏
鎌田　達夫
岩手大　後藤　達夫
K. Noguchi, H. Kamiya, T. Kamata and T. Goto: Soluble components of volcanic ashes collected at the summit of Mt. Mihara.

50. 火山ガスと岩石の反応 (続) (15分)
北海道学芸大　香山　勲
I. Kayama, Some chemical changes of rocks with volcanic gas placed in fumarole.

51. 温泉水中の窒素ガス (続) (15分)
京大理　湯原　浩三
K. Yuhara: Nitrogen gas in hot-spring water.

52. 物質移動量から見た玉川温泉 (15分)
東工大　岩崎岩次, 小沢竹二郎
吉田　稔, 岩崎　文嗣
鹿児島大　鎌田政明
I. Iwasaki, T. Ozawa, M. Yoshida, B. Iwasaki and M. Kamada: Migration amounts of substances in Tamagawa hot spring.

学 会 記 事

委員会

① **1961 年 2 月 27 日（月）10 時～12 時**

東京大学地震研究所会議室

出席者：宮部，津屋，水上，岩崎，野口，八木，森本，諏訪，下鶴，島津，土田，一色，茂木，小坂，荒牧の各委員および幹事

議　題

1. 春季総会および講演会開催に関する件
2. 雑誌「火山」編集に関する件
3. 庶務関係事務の報告（水上委員）
4. 国際火山学会議に関する件
   a．経過報告（水上委員）
   b．First circular の文案の検討
   c．国内から提出される論文を選定する方法などに関して次の 3 名の委員が相談することにした．下鶴，森本，岩崎　各委員

② **1961 年 3 月 30 日（木）10 時～12 時**

東京大学地震研究所会議室

出席者：宮部，津屋，水上，河野，岩崎，森本，早川，村内，種子田，諏訪，下鶴，一色，茂木荒牧の各委員

議　題

1. 会計報告（水上，諏訪両委員）
2. 庶務報告（水上委員）
3. 国際火山学会議に関する件
   a．本国際会議が閣議で承認された旨水上委員から経過報告
   b．募金趣意書案を検討
   c．学会の討論の議題内容について意見を交換
4. 学術会議と本学会との間の手続，連絡等について意見の交換があつた．
5. IUGG-AIV の Resolution の取り扱いについて水上委員から経過報告
6. Bulletin of Volcanic Eruptions の発行方法などについての連絡を緊密にし，内容の充実をはかることを申しあわせた．
7. 雑誌「火山」編集に関する件
   会誌頁数の関係上，講演要旨は当分のあいだ掲載しないことに決定した．ただし講演題目（およびその欧語訳）だけは掲載する．

③ **1961 年 5 月 10 日（水）15 時 30 分～18 時**

東大地質教室小藤記念室

出席者：水上，野口，佐々，早川，山崎，一色，島津，茂木，河野，森本，八木，諏訪，村内，下鶴，横山，石川，上田，荒牧の各委員

議　題

1. 会計報告（諏訪委員）
   1960 年度決算および 1961 年度予算案の説明があり原案を承認した．会費未納の会員一部へ会誌発送を停止することにした．
2. 編集報告（野口委員）
3. 庶務報告（水上委員）
4. 委員長代理の件
   久野委員長不在の期間の委員長代理として水上委員が選ばれた
5. 国際火山学会議の準備の経過報告（水上委員）
6. 国際火山学会議開催に関する寄附募金機関として「国際火山学会議準備委員会」を日本火山学会内に設置することが決定された．本準備委員会の委員長：和達委員，委員 14 名とし，募金期間は 1961 年 7 月 1 日より 1962 年 6 月 30 日までとする．水上，諏訪両委員から募金の手続，見通し等について説明があり意見が交換された．また募金趣意書の原案が八木委員から示された．
7. 国際火山学会議に国内から提出される論文の選考方法について意見が交換された．
8. 編集幹事が下記のように改選された．
   森本，岩崎，茂木，一色の各委員

総　会

1961 年 5 月 12 日（金）16 時～17 時

国立科学博物館一号館講堂

議　題

1. 会計報告（諏訪委員）
2. 編集報告（森本委員）
3. 庶務報告（水上委員）
4. 国際火山学会議の準備経過報告
5. その他

以上原案通り可決した．

日本火山学会名誉会員

小倉 勉　柴田雄次　坪井誠太郎

日本火山学会賛助会員 (順不同　昭和36年2月28日現在)

伊東温泉組合	伊東市松原　伊東市役所内
川奈ホテル	伊東市川奈 1459
明石製作所	東京都品川区東品川 5の1
十和田自然科学博物館	青森県三本木町
同和鉱業株式会社	東京都中央区八重洲口　鉄鋼ビル
株式会社徳力本店	東京都千代田区神田鍛冶町2の16
八幡製鉄株式会社	東京都千代田区丸ノ内1ノ1　鉄鋼ビル
野村鉱業株式会社	東京都千代田区大手町2ノ2　野村ビル
伊東下田電鉄株式会社	東京都渋谷区大和田 98　東急内

昭和36年6月30日 発 行　　　発行年3回

定価 1部 金300円

編集兼発行者　日本火山学会

(東京大学地震研究所内)

入会希望者は会費500円を添えて地震研究所内日本火山学会宛御申込み下さい

(振替口座東京22229)

印刷所　株式会社 国際文献印刷社 笠井康頼

東京都新宿区山吹町 184

Vol. 6 Second Series No. 1

BULLETIN
OF THE
VOLCANOLOGICAL SOCIETY
OF JAPAN

June 1961

THE VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
c/o The Earthquake Research Institute,
University of Tokyo, Tokyo, Japan